



Институт геологии

Карельского научного центра РАН



ПУТЕВОДИТЕЛЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЭКСКУРСИЙ

**XII ВСЕРОССИЙСКОГО ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОВЕЩАНИЯ
ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД**

**15-20 сентября 2015 года
ПЕТРОЗАВОДСК**



Путеводитель геологических экскурсий

ЭКСКУРСИЯ 1

**РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЙ ГРАНУЛИТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ
И ОСНОВНОЙ МАГМАТИЗМ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА**

Слабунов А.И., Степанова А.В., Куликов В.С., Сибелев О.С., Король Н.Е., Володичев О.И., Куликова В.В.

Гранулитовый метаморфизм и основной магматизм являются типичными проявлениями эндогенных процессов на кратонах. На примере Водлозерского террейна Карельского кратона можно ознакомиться с геологией неоархейского гранулит-эндербит-чарнокитового и палеопротерозойских дайковых комплексов.

В восточной части Фенноскандинавского щита гранулитовые комплексы имеют достаточно широкое распространение (рис. 1). Среди них выделяются умеренно- и высокобарические. Последние широко известны в Беломорской провинции (Володичев, 1990 и др.), тогда как в Карельской – выделяются, главным образом, умереннобарические, за исключением гранулитов Варпаисъярви (Hölttä et al., 2002).

В пределах неоархейского Карельского кратона известны следующие гранулитовые (гранулит-эндербит-чарнокитовые) комплексы (рис. 1): – Вокнаволоцкий, Тулосский, Онежский, Варпаисъярвинский и Пудасъярвинский (Володичев и др., 1990; Король, 2009; Слабунов и др., 2006; Ранний ..., 2005 и ссылки там). Большая часть гранулитовых комплексов провинции сформировалась в неоархее. Все они обнаруживают определенные черты сходства и, в основном, сложены эндербитами диоритового-тоналитового состава, которые содержат включения пара- и ортопород, представленных основными, средними и реже кислыми и ультраосновными гранулитами. Наиболее молодыми компонентами комплекса могут быть чарнокиты.

Палеопротерозойский основной магматизм широко проявлен в пределах Карельского кратона как в вулканической, так и в интрузивной фациях (рис. 2). Его мафические комплексы входят в состав нескольких крупных магматических провинций: сумийской (2.5–2.4 млрд лет), ятулийской (2.3–2.1 млрд лет) и людиковой (2.1–1.92 млрд лет) (Kulikov et al., 2010; Шарков и др., 1997 и др.). Сумийская крупная магматическая провинция объединяет в своем составе расслоенные интрузии (например, Бураковский интрузив, интрузии Олангской группы) с возрастом 2.45 млрд лет (Amelin et al., 1995), вулканы и дайки. Ятулийская – характеризуется широким развитием вулканитов траппового типа (Голубев и др., 2002, Онежская..., 2011), в ее составе также широко представлены дайки и силлы Fe-Ti базитов (Голубев, Светов, 1983; Stepanova et al. 2015; Vuollo, Huhma, 2005). Базиты людиковия наиболее широко распространены в пределах Онежской структуры (Онежская..., 2011). В составе этой крупной магматической провинции объединены магматические образования двух возрастных групп, отвечающих в региональной стратиграфической шкале заонежскому и суйсарскому надгоризонтам (Голубев, Светов, 1983; Куликов и др., 1999; Онежская..., 2011). Среди заонежских магматических образований людиковия преобладают низко- и умеренно-магнезиальные вулканиты и силлы (Онежская..., 2011). В противоположность им, суйсарские магматические образования включают и высокомагнезиальные и Fe-Ti базиты (Puchtel et al., 1998, Куликов и др., 1999).

Онежский (Карицкий, по В.А. Костину, 1989) неоархейский гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс располагается на границе центрального и периферического доменов Водлозерского террейна Карельского кратона (рис. 3). Его коренные выходы находятся в узкой береговой полосе и на островах восточного берега Онежского озера южнее устья р. Водла, и по ним сложно судить об истинных размерах массива. Однако, судя по особенностям структуры магнитного поля, гранулитовый комплекс составляет массив размером (в плане) 100 x 25 км СЗ простирания.

Комплекс состоит из двух компонентов: Орх-гранитоидов (эндербитов-чарнокитов) и ксенолитов основных, средних и кислых гранулитов, редко, высокомагнезиальных пород (пироксенитов, горнблендитов). Гранулиты образуют ксенолиты среди гранитоидов размером от 10 см до 3 м. Их гранулометрический анализ показал, что вариации линейных размеров характеризуются логнормальным распределением (Бурдюх, 2011). Такое распределение характерно для тектонически дезинтегрированных комплексов. Кроме того, для этой выборки ксенолитов не установлена корреляция между составом пород и их размером, что обычно наблюдается в интрузивных магматических комплексах.

По петрохимическим характеристикам Орх-гранитоиды варьируют от диоритов до гранитов известково-щелочной серии (табл. 1, рис. 4 а–в). При этом в общем объеме преобладают породы гранитного состава, среди которых выделяются Na – (эндербиты) и K – (чарнокиты) разновидности. Эндербиты, отвечающие по составу кварцевым диоритам, формируют наиболее поздние жильные образования, имеющие более крупнозернистую структуру с хорошо различимым Орх.

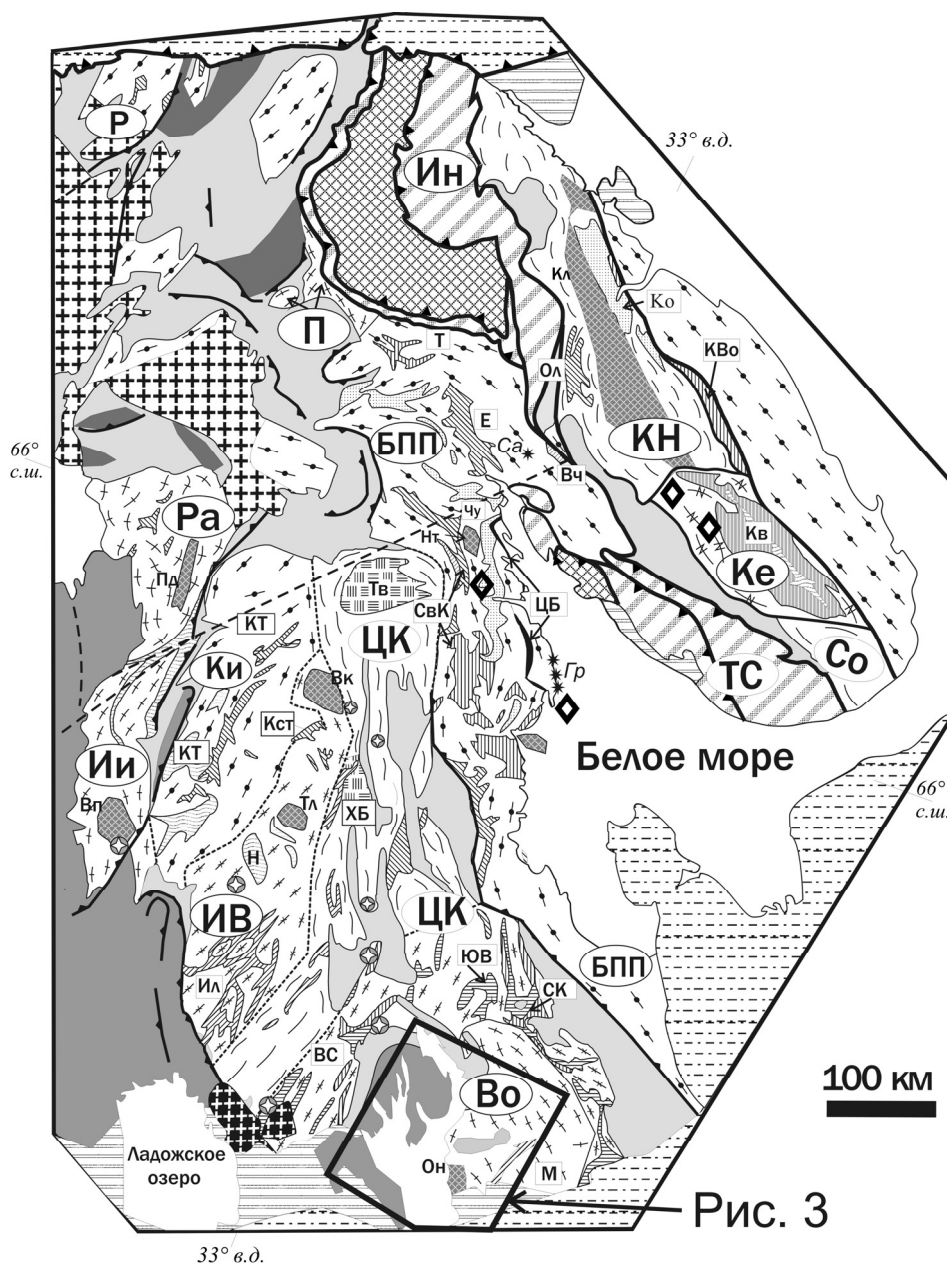
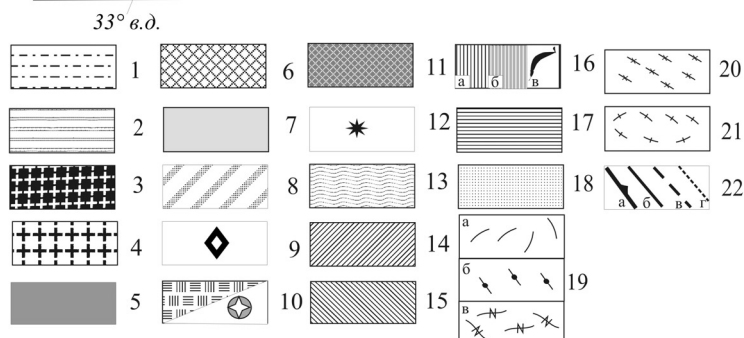


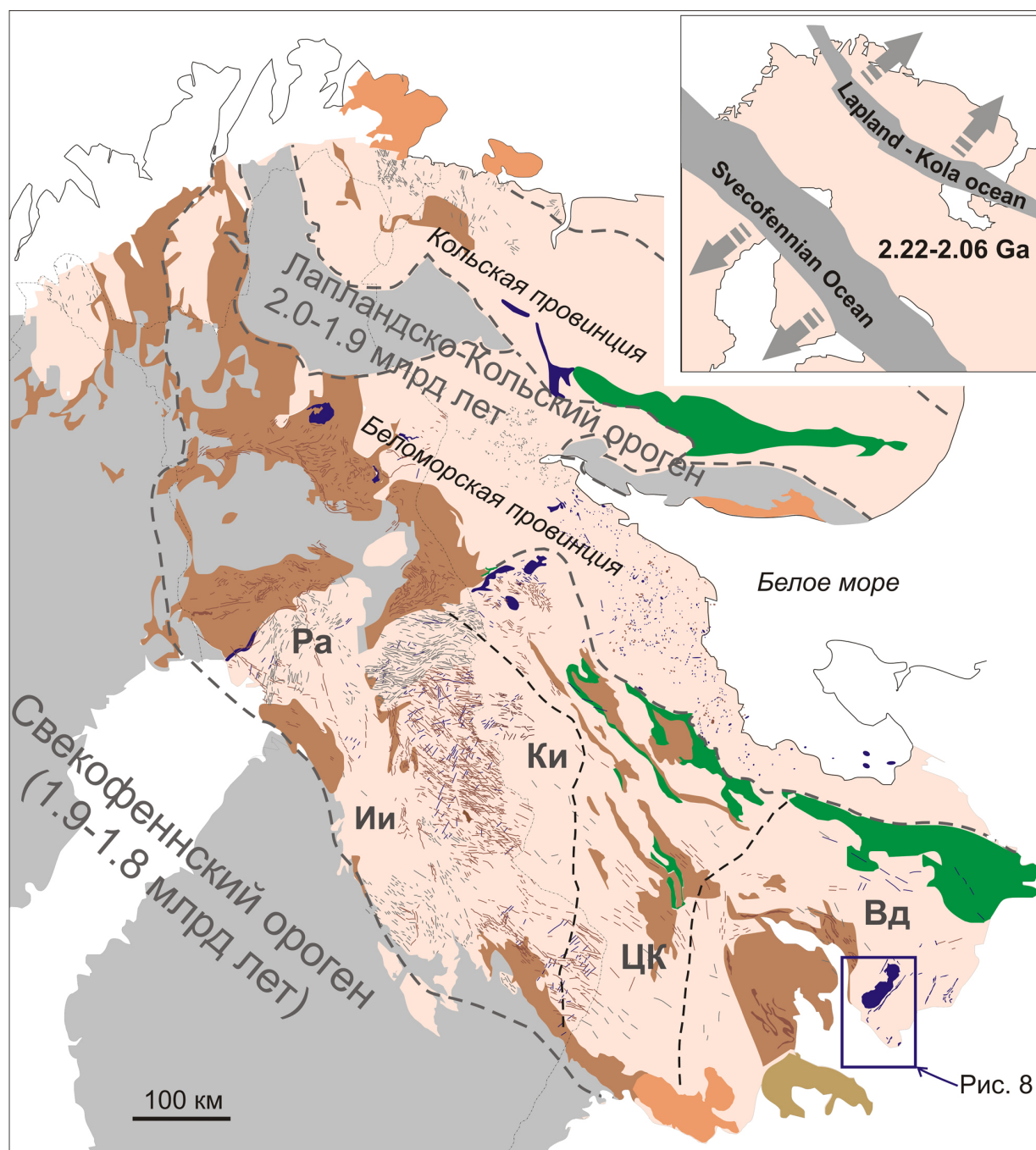
Рис. 3



Южно-Выгозерский): 14 – этапа 2.75–2.68 млрд лет, 15 – этапа 2.80–2.75 млрд лет, 16 – этапа 2.90–2.85 млрд лет: а – зеленокаменные, б – Кв сланцевый, в – ЦБ с фрагментами океанической коры), 17 – этапа 3.10–2.90 млрд лет, 18 – парагнейсовые комплексы этапа 2.9–2.82 млрд лет (Чу – Чупинский, Ко – Кольский), 19–22 – гранито-гнейсовые комплексы: 19 – этапа 2.90–2.70 млрд лет: а – террейнов Центрально-Карельского (ЦК), Кольско-Норвежского (КН), Сосновского (Со), б – Беломорского подвижного пояса (БПП), террейнов Кванта (Ки), Ропи (Р), Мурманского кратона, в – Кейвского (Ке) террейна со щелочными гранитами, 20 – этапа 3.10–2.70 млрд лет террейнов Иломанси-Вокнаволок (ИВ) и окраины Водлозерского, 21 – этапа 3.60–2.90 млрд лет террейнов Иисалми (Ии), Помоайра (П), Рануа (Ра) и Водлозерского (Во); 22 – тектонические границы: а – главные надвиги, б – сбросы и взбросы, в – сдвиги, г – предполагаемые.

Рис. 1. Схема геологического строения архея Фенноскандинавского щита и расположение неоархейских гранулит-эндербит-чарнокитовых комплексов (Слабунов и др., 2006 с дополнениями).

1 – фанерозойские комплексы; 2 – нео- и мезопротерозойские комплексы; 3–7 – палеопротерозойские комплексы: 3 – граниты рапакиви (1.65–1.62 млрд лет), 4 – гранитоиды (1.85–1.75 млрд лет), 5 – осадочно-вулканогенные комплексы (2.06–1.85 млрд лет), 6 – комплексы Лапландского и Умбинского гранулитовых поясов (2.0–1.91 млрд лет), 7 – осадочно-вулканогенные комплексы (2.5–2.06 млрд лет); 8 – тектонические коллажи из палеопротерозойских и неоархейских комплексов (Ии и ТС – Инари и Терско-Стрельнинский террейны, соответственно); 9–22 – архейские комплексы: 9 – габброиды, 10 – санукитоиды (2.74–2.72 млрд лет) (Тв – Таваярвинский массив), 11 – гранулитовые (главная фаза – 2.74–2.72 млрд лет) комплексы (Вп – Варпаисъярви, Вк – Вокнаволокский, Тл – Тулосский, Он – Онежский, Нт – Нотозерский; Кл – Кольский, Пд – Пудасъярвинский), 12 – эколгитсодержащие комплексы (Гр – Гриндинский, Са – Салминский), 13 – парагнейсовые комплексы (2.7–2.78 млрд лет; Н – Нурмес), 14–17 – зеленокаменные комплексы (индексы в квадратах – главные зеленокаменные и сланцевые пояса Балтийского щита: ВС – Ведлозерско-Сегозерский, Вч – Воче-Ламбинский, Е – Енский, Ил – Иломанси, Кв – Кейвский сланцевый, КВо – Колмозеро-Воронья, Кст – Костомукшский, КТ – Кухмо-Суомуссалми-Типасъярви, М – Маткалахтинский, Ол – Оленегорский, СвК – Северо-Карельский, СК – Сумозерско-Кенозерский, Т – Тулпио, ХБ – Хедозерско-Большоезерский, ЦБ – Центрально-Беломорский, ЮВ –



Условные обозначения:

	1.58-1.476 млрд лет осадки и граниты-рапакиви		2.5-2.3 млрд лет мафические интрузивные комплексы
	1.8-1.66 млрд лет осадочно-вулканогенные комплексы		2.3-1.98 млрд лет мафические интрузивные комплексы
	1.8-2.0 млрд лет орогены		> 1.98 млрд лет мафические дайки (не систематизированы)
	2.3-1.8 млрд лет осадочно-вулканогенные комплексы		Границы провинций
	2.5-2.3 млрд лет осадочно-вулканогенные комплексы		Граница террейнов Карельского крата
	> 2.5 млрд лет осадочно-вулканогенные и интрузивные комплексы		

Рис 2. Схема распространения проявлений палеопротерозойского магматизма Фенноскандинавского щита (Stepanova et al., 2015)

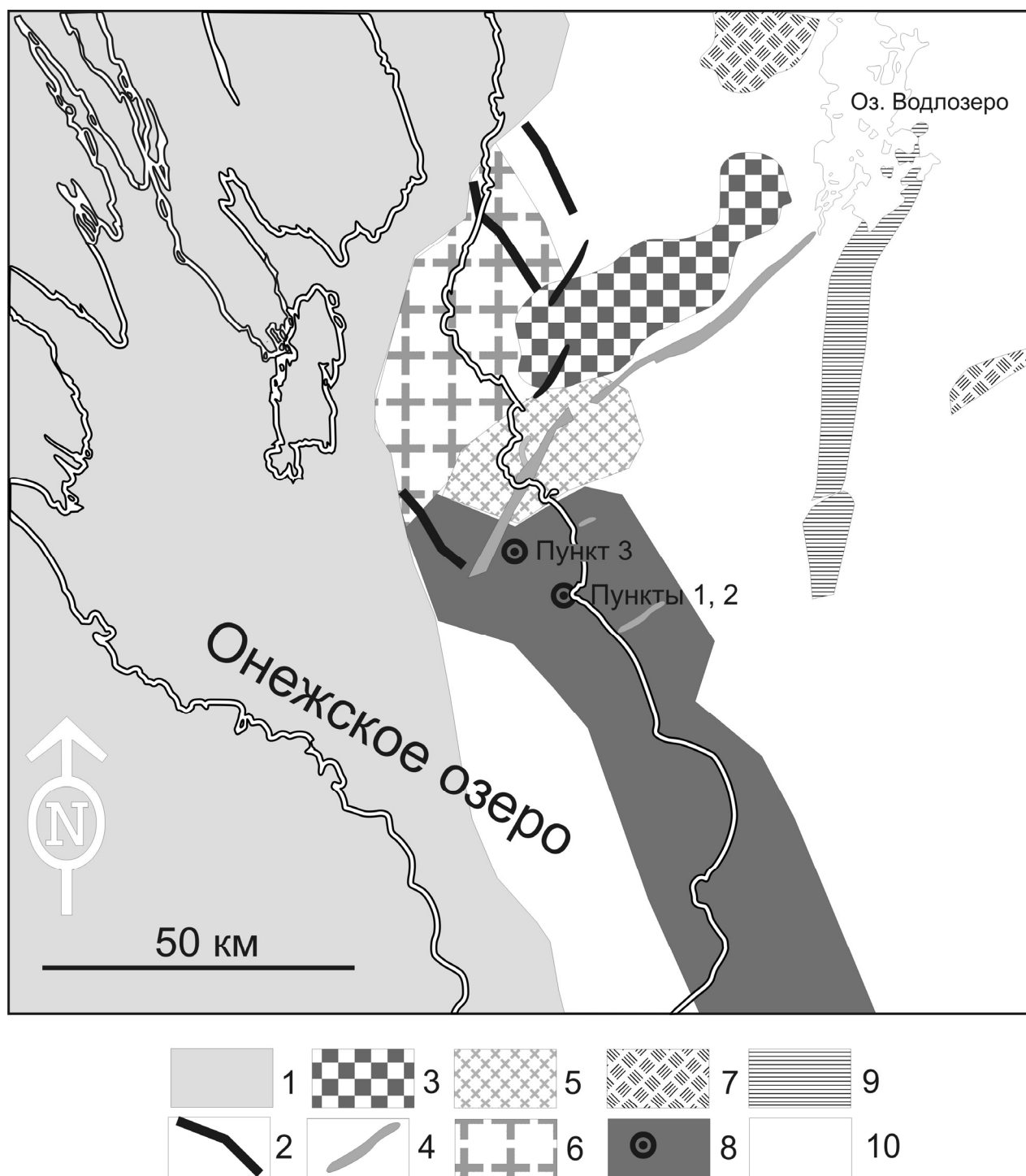


Рис. 3. Схема геологического строения района Онежского озера и положение пунктов (1 – 3) экскурсии (составлена на основании Государственная..., 1999; Костин, 1989, Куликова, 1993, Онежская..., 2011).

1–4 – протерозойские образования: 1 – осадочные, вулканогенные комплексы, силлы основных пород; 2 – людиковийские и ятулийские дайки габброидов, долеритов, перидотитов; 3 – 2.45–2.37 млрд лет Бураковский перидотит-габброноритовый расслоенный плутон; 4 – 2.5–2.4 млрд лет дайки габброидов; 5–10 – архейские образования: 5 – крупнозернистые граниты онежского комплекса, 6 – граниты тубозерского комплекса; 7 – 2.7 млрд лет порфиридные граниты кубовского комплекса; 8 – 2.74 млрд лет онежский гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс (площадь распространения показана на основании анализа аномалий магнитного поля), круги – пункты экскурсии; 9 – мезоархейский Маткалахтинский зеленокаменный пояс; 10 – 3.2–2.7 млрд лет ТТГ с разнообразными гранитоидами (кальинско-водлозерский комплекс).

Таблица 1. Химический состав (окислы – в вес %, элементы – в г/т) ортопироксеновых гранитоидов Онежского гранулитового комплекса

Пункт	1	1	2	2	2		
N на рис.	1.2	1.4	2.1	2.2			
Авторский номер	E-ON 9-7/2	E-ON 1-4/4	E-ON 1-1/1	E-ON 1-1/3	E-ON 1-2/1	E-ON 1-12/2	E-ON 1-10/1
Место	о. Б. Голец	о. Б. Голец	о. Бесиха	о. Бесиха	Бесов Нос	м. Черный	м. Черный
Породы	эндербит	чарнокит	Чарно-эндербит	чарнокит	эндербит	чарнокит	чарнокит
SiO ₂	57.52	75.04	68.82	72.50	68.70	71.44	70.28
TiO ₂	0.90	0.11	0.41	0.20	0.27	0.22	0.33
Al ₂ O ₃	18.00	13.65	16.20	14.40	18.14	14.78	14.98
Fe ₂ O ₃	1.77	0.96	1.00	0.81	0.56	0.57	1.44
FeO	4.45	1.08	1.86	1.22	1.72	1.43	0.87
MnO	0.11	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03
MgO	2.26	0.09	1.16	0.93	0.70	0.78	0.82
CaO	5.36	1.74	2.90	1.80	2.80	2.53	2.47
Na ₂ O	5.34	4.11	4.74	3.98	4.99	4.29	4.42
K ₂ O	1.29	2.44	1.91	3.35	1.48	3.22	3.00
P ₂ O ₅	1.65	0.02	0.16	0.07	0.12	0.09	0.10
H ₂ O	0.15	0.71	0.06	0.01	0.06	0.09	0.13
ппп	1.05	0.21	0.74	0.64	0.56	0.45	0.80
Cr	33	6	26	11	10	10	15
Ni	43	5	16	6	9	13	16
Co	15	2	6	4	5	4	4
V	41	8	32	13	27	13	28
Cu	62	8	7	8	11	24	4
Mo	0.66	0.87	0.74	0.38	0.70	0.63	0.31
Rb	29	37	33	59	22	50	49
Ba	338	1155	512	1205	335	949	804
Sr	395	249	238	245	207	261	208
Ta	0.77	0.00	0.12	0.07	0.16	0.21	0.23
Nb	10.7	0.3	4.7	1.6	4.4	3.7	4.3
Hf	0.84	2.93	5.75	5.61	8.11	6.18	7.34
Zr	24	70	175	158	253	178	211
Y	58	1	3	3	5	3	4
Th	1.60	3.54	7.62	35.52	19.00	8.78	12.98
La	54.40	17.99	28.37	50.86	48.10	32.00	36.03
Ce	150.30	29.39	53.14	92.74	89.74	60.46	72.22
Pr	21.71	2.70	5.32	8.68	8.76	5.58	6.91
Nd	96.21	10.00	20.07	32.27	32.76	20.41	25.73
Sm	22.52	1.11	2.79	3.82	4.44	2.60	3.46
Eu	1.10	0.67	0.70	0.86	0.72	0.87	0.84
Gd	20.96	0.95	2.40	3.26	3.68	2.26	2.99
Tb	2.98	0.06	0.21	0.24	0.34	0.19	0.28
Dy	13.19	0.00	0.67	0.62	1.17	0.59	0.91
Ho	2.17	0.02	0.14	0.13	0.22	0.13	0.19
Er	5.50	0.08	0.37	0.35	0.60	0.36	0.51
Tm	0.58	0.00	0.04	0.03	0.06	0.04	0.06
Yb	3.27	0.08	0.26	0.24	0.41	0.30	0.38
Lu	0.37	0.00	0.04	0.04	0.06	0.04	0.06

Орх-гранитоиды имеют близкие к ТТГ ассоциации петрохимические характеристики (рис. 4). Обращает на себя внимание отсутствие составов с содержанием SiO₂ 60–67%. Вместе с тем, такие составы обычны для кислых и средних гранулитов, ксенолиты которых находятся среди энтербитов-чарнокитов.

Гранитоиды этой группы и по геохимическим особенностям имеют значительные черты сходства с породами ТТГ ассоциации. Спектр распределения РЗЭ дифференцированный, с близким к ТТГ низким уровнем нормированных содержаний ТРЗЭ (рис. 4 г). Для пород характерно обеднение Nb, относительно La и Th (рис. 4 д). Некоторое исключение составляют крупнозернистые энтербиты поздней фазы: они обогащены РЗЭ (кроме ЛРЗЭ), характеризуются ярко выраженной отрицательной Eu-аномалией (рис. 4 д).

Гранулиты среднего и кислого состава (Орх-Амр-Вт кристаллосланцы) отвечают диоритам – кварцевым диоритам известково-щелочной серии (рис. 5 а–в, табл. 2) и существенно отличаются от Орх-гранитоидов более низким содержанием SiO₂. Еще более важные отличия двух этих групп отмечаются по геохимическим особенностям. В отличие от энтербитов-чарнокитов, гранулиты среднего-кислого состава характеризуются меньшей дифференциацией спектра распределения РЗЭ, хорошо выраженной положительной (относительно Nd и Sm) Zr аномалией (рис. 5 г, д), а главное, они отличаются меньшим уровнем деплетированности ТРЗЭ. Такие особенности состава позволяют рассматривать протолит гранулитов и Орх-гранитоидов как производные разных магматических процессов.

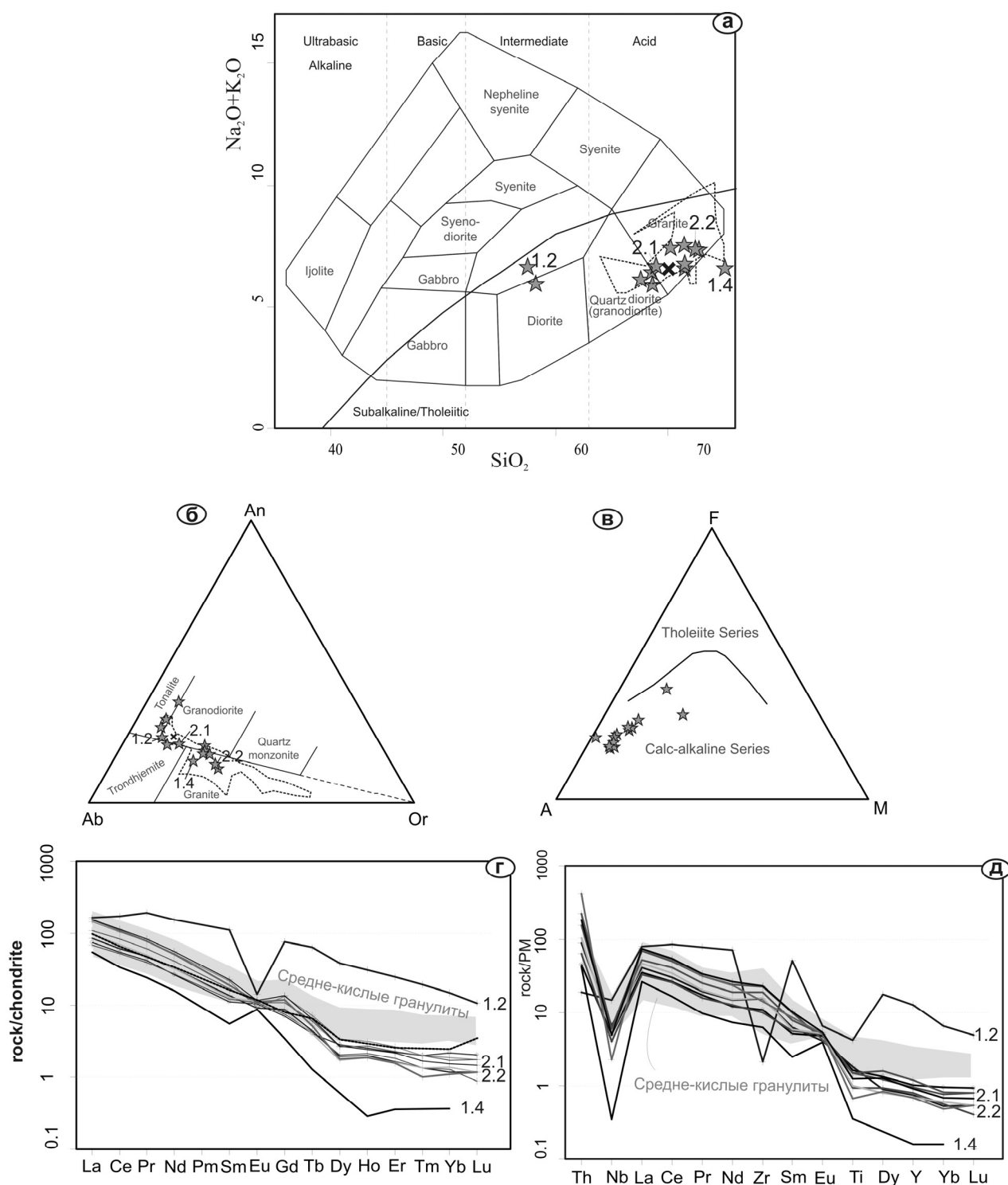


Рис. 4. Петрогеохимические особенности ортопироксеновых гранитоидов Онежского гранулитового комплекса.

Фигуративные точки (цифры около некоторых из них соответствуют номерам анализов в табл. 1) их составов на классификационных диаграммах: а – SiO₂ – Na₂O+K₂O Le Maitre, 1989); б – An–Ab–Or (O'Connor, 1965); в – AFM (Irvine, Barager, 1971). На диаграммах (а) и (б) пунктирной линией показаны составы эндебитов-чарнокитов онежского (карицкого) гранулитового комплекса (Костин, 1989), крестом – средний состав гранитоидов ТТГ ассоциации.

На графике г – нормированные по хондриту (McDonough, Sun, 1995) содержания РЗЭ в Орх гранитоидах и для сравнения (серое поле) в средних и кислых гранулитовых; (д) – спайдерграмма нормированных по примитивной мантии (PM) содержаний малых элементов (серое поле – средние и кислые гранулиты).

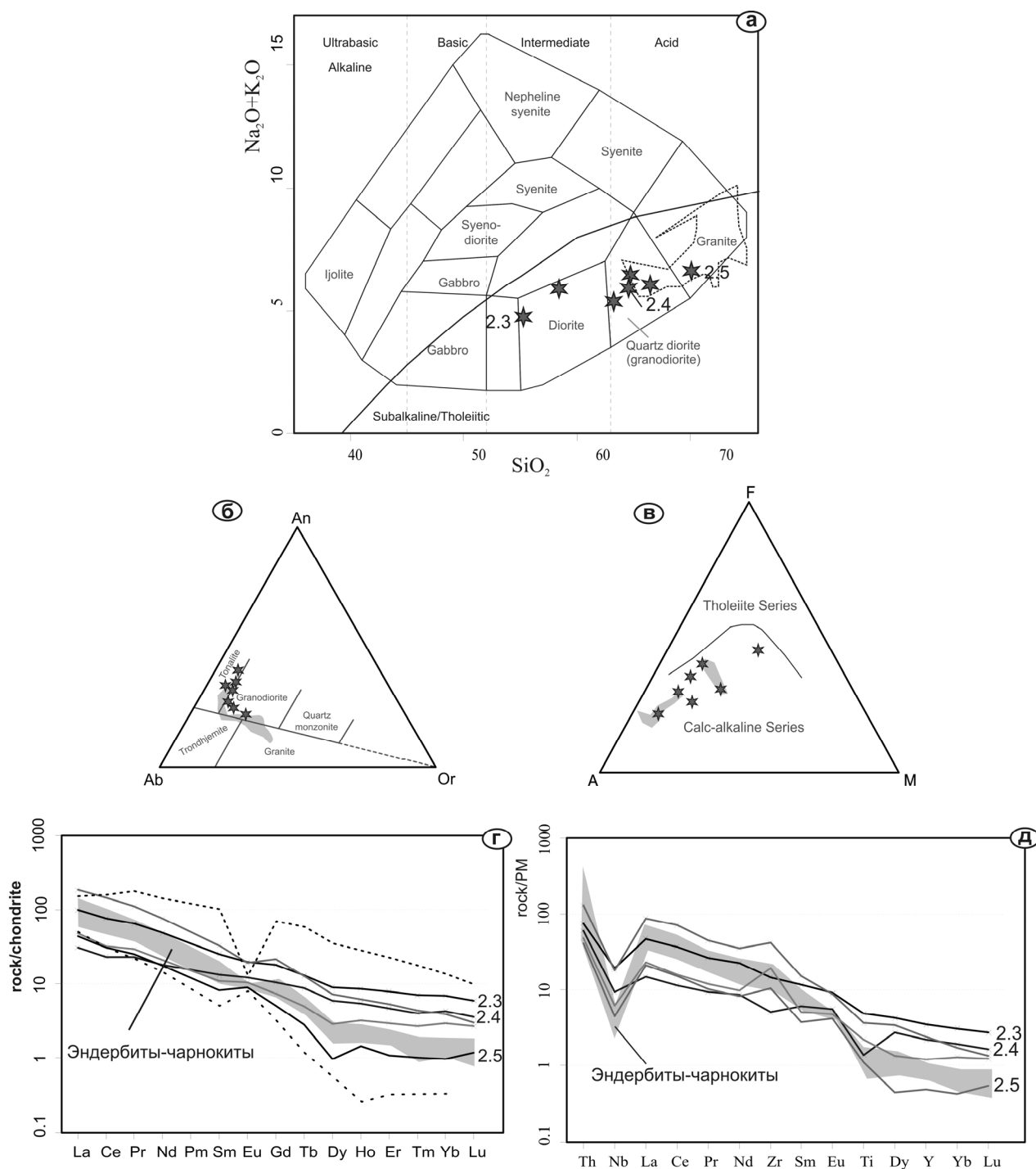


Рис. 5. Петрогеохимические особенности кислых и средних гранулитов Онежского гранулитового комплекса.

Фигуративные точки (цифры около некоторых из них соответствуют номерам анализов в табл. 2) их составов на классификационных диаграммах: а – $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ Le Maitre, 1989); б – An–Ab–Or (O'Connor, 1965); в – AFM (Irvine, Barager, 1971). Для сравнения указаны поля составов Орх гранитоидов.

На графике г – нормированные по хондриту (McDonough, Sun, 1995) содержания РЗЭ в средних и кислых гранулитах включений и для сравнения (серое поле) – в Орх гранитоидах; (д) – спайдерграмма нормированных по примитивной мантии (PM) содержаний малых элементов (Hofmann, 1988) в средних и кислых гранулитах комплекса (серое поле – Орх гранитоидов).

Таблица 2. Химический состав (окислы – в вес %, элементы – в г/т) кислых и средних гранулитов Онежского гранулитового комплекса

Пункт	2	2	2	2	
N на рис.	2.3	2.4	2.5		
Авторский номер	<i>E-ON 1-1/2</i>	<i>E-ON 1-1/4</i>	<i>E-ON 1-1/5</i>	<i>E-ON 1 - 2/4</i>	<i>E-ON 1 - 10/2</i>
Место	о. Бесиха	о. Бесиха	о. Бесиха	Бесов Нос	м. Черный
Породы	Орх-Вт гранулит	эндербит	эндербит	эндербит	эндербит
SiO ₂	55.00	64.40	70.00	64.58	66.40
TiO ₂	1.04	0.31	0.25	0.46	0.74
Al ₂ O ₃	16.85	18.36	15.50	18.57	16.03
Fe ₂ O ₃	1.23	1.03	0.84	1.00	1.50
FeO	7.61	1.86	1.29	2.44	2.73
MnO	0.18	0.04	0.03	0.04	0.04
MgO	5.84	1.92	0.88	1.23	1.54
CaO	6.04	4.80	2.96	4.06	3.48
Na ₂ O	3.88	4.76	4.43	5.11	4.54
K ₂ O	0.89	1.22	2.21	1.35	1.53
P ₂ O ₅	0.29	0.18	0.09	0.15	0.27
H ₂ O	0.09	0.03	0.10	0.11	0.03
ппп	0.97	1.13	1.34	0.52	0.91
Cr	-	44	7	14	31
Ni	1240	27	6	19	24
Co	62	9	4	10	11
V	138	52	23	43	58
Cu	80	7	6	11	24
Zn	190	55	32	59	62
Rb	31	22	31	28	51
Ba	507	238	723	495	557
Sr	423	323	279	300	287
Ta	0.99	1.42	0.12	0.38	1.26
Nb	13.9	6.6	3.1	4.4	13.1
Hf	5.60	2.31	4.14	6.74	13.36
Zr	165	56	116	218	468
Y	16	10	2	5	11
Th	6.33	5.08	3.47	4.10	10.97
U	1.96	1.97	0.27	0.70	1.40
La	32.52	10.18	14.53	15.89	60.38
Ce	65.78	20.22	26.76	27.99	125.26
Pr	7.27	2.57	2.81	3.31	12.31
Nd	30.55	11.49	11.14	13.34	47.96
Sm	5.15	2.69	1.65	2.23	6.74
Eu	1.53	0.93	0.69	0.80	1.48
Gd	5.00	2.90	1.40	2.01	5.92
Tb	0.61	0.41	0.13	0.23	0.60
Dy	3.09	2.00	0.33	0.98	2.48
Ho	0.60	0.38	0.10	0.22	0.43
Er	1.77	1.04	0.24	0.66	1.18
Tm	0.21	0.12	0.03	0.08	0.13
Yb	1.51	0.94	0.21	0.64	0.85
Lu	0.20	0.12	0.04	0.09	0.10

Основные гранулиты (двупироксеновые кристаллосланцы) по петрогеохимическим особенностям отвечают базальтам толеитовой серии (рис. 6 а–в, табл. 3). Для них характерно недифференцированное распределение РЗЭ при концентрациях на уровне 10–20 хондритов и отчетливо проявленная на спайдеграмме отрицательная аномалия Nb. Такие геохимические особенности роднят эти породы с островодужными базальтами.

Петрография. Эндербиты состоят из Pl, Qtz, Орх, в чарноэндербитах и чарнокитах присутствует калиевый полевой шпат – ортоклаз обычно с микропертитовым строением. Для плагиоклазов также весьма характерными являются антипертиты. Кроме Орх в породах могут присутствовать Срх и Вт. В гранитоидах гранулитового комплекса в целом отмечается крайне плохая сохранность темноцветных минералов, в первую очередь, пироксенов, по которым образуются ассоциации низкотемпературных минералов – Cum, Act, Chl, Вт, иногда Сс и Ер. Характерны псевдоморфозы этих минералов по крупным зернам Орх с сохранением в центральной части кристаллов реликтов Орх со скелетной структурой или с полным его замещением.

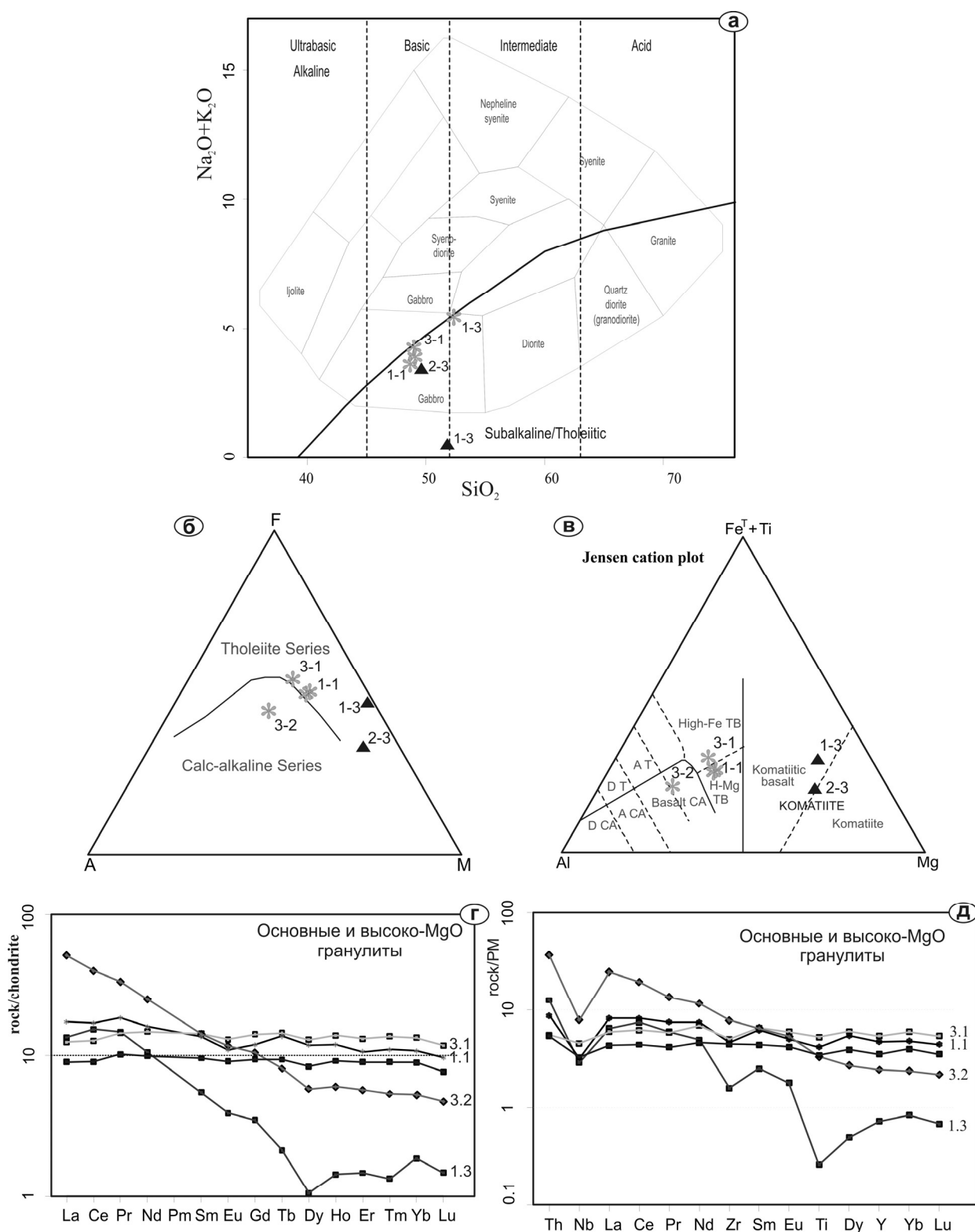


Рис. 6. Петрогеохимические особенности основных гранулитов (звездочки) и высокомагнезиальных пород (треугольники) Онежского гранулитового комплекса.

Фигуративные точки (цифры около некоторых из них соответствуют номерам анализов в табл. 3) их составов на классификационных диаграммах: а – $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Le Maitre, 1989); б – AFM (Irvine, Barager, 1971); в – катионной диаграмме $\text{FeO}^* + \text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ (Jensen, 1976).

На графике г – нормированные по хондриту (McDonough, Sun, 1995) содержания РЗЭ в основных гранулитах; д – спайдерграмма нормированных по примитивной мантии (Hofmann, 1988) содержаний малых элементов в них.

Таблица 3. Химический состав (окислы – в вес %, элементы – в г/т) основных гранулитов и высокомагнезиальных пород Онежского гранулитового комплекса

Пункт	1	1	2		
№ на рис.	1.1	1.3			
Авторский номер	ON 9 - 7/1	ON 1 - 4/3	B-210	ON 1 - 10/4	ON 1 - 12/1
Место	о. Б. Голец	о. Б. Голец	Бесов Нос	м. Черный	м. Черный
Породы	Орх-Срх гранулит	горнблендит	пироксенит	Рх-гранулит	Рх-Амр гранулит
SiO ₂	48.62	51.80	49.54	48.92	52.44
TiO ₂	0.88	0.13	0.35	1.21	0.79
Al ₂ O ₃	15.45	4.89	8.42	14.42	17.83
Fe ₂ O ₃	3.05	2.42	1.9	3.90	2.36
FeO	8.75	10.70	9.2	8.91	6.03
MnO	0.19	0.28	0.22	0.20	0.13
MgO	7.90	14.22	19.26	6.46	4.80
CaO	9.43	11.02	5.37	10.28	8.54
Na ₂ O	2.77	0.29	0.6	3.43	4.53
K ₂ O	0.84	0.15	2.77	0.78	0.90
P ₂ O ₅	0.13	0.01	0.02	0.14	0.16
H ₂ O	0.05	0.26	0.071	0.07	0.09
ппп-	1.45	3.35	1.78	1.22	1.16
Cr	265	2839	2163	148	64
Ni	21	1242	548	81	79
Co	60	56	87	46	33
V	296	39	186	317	296
Cu	367	48	7	90	51
Pb	4	3	2	6	13
Zn	0	255	158	107	89
Rb	10	3		7	11
Cs	0.46	0.40		0.25	0.17
Ba	0	30	209	53	142
Sr	136	8	13	106	334
Ta	0.30	0.35	1.02	0.33	0.77
Nb	2.2	2.0	9.2	3.2	5.6
Hf	1.93	0.57	1.04	2.63	3.18
Zr	52	18	24	56	88
Y	21	3	15	25	11
Th	0.74	1.08	0.21	0.47	3.13
La	5.72	4.45	3.30	4.10	16.96
Ce	14.67	13.23	8.77	10.98	34.67
Pr	2.07	1.65	1.45	1.61	3.76
Nd	10.09	6.65	6.29	9.32	15.85
Sm	2.76	1.11	2.03	2.90	2.88
Eu	0.84	0.30	0.34	1.00	0.90
Gd	3.28	0.96	2.42	3.90	2.90
Tb	0.65	0.10	0.44	0.68	0.38
Dy	4.04	0.36	2.91	4.44	1.98
Ho	0.84	0.10	0.58	0.97	0.42
Er	2.39	0.33	1.74	2.96	1.28
Tm	0.33	0.04	0.25	0.41	0.16
Yb	2.38	0.41	1.69	2.94	1.16
Lu	0.33	0.05	0.23	0.40	0.16

Для наиболее сохранившихся разновидностей устанавливаются парагенезисы с варьирующими характеристиками породообразующих минералов: Орх₄₄₋₅₂ – Pl₂₄₋₄₀ – Qtz ± Bt₄₀₋₅₂, Срх₃₄₋₃₈, Амр₄₆, Ор. Они позволяют сделать следующие оценки условий этого метаморфизма: T=750–830 °C, P=5.1–5.3 кбар¹.

В наиболее сохранившихся гранулитах среднего и кислого состава устанавливаются парагенезисы с различающимися характеристиками породообразующих минералов: Орх₅₁₋₅₃ – Срх₃₃₋₄₅ – Pl₃₁₋₃₄ – Bt₅₀₋₆₀ – Qtz (T=760–860 °C); Орх₃₉₋₄₂ – Pl – Bt₃₂₋₄₅ – Qtz, Ор (T=730–800 °C); Орх₂₂₋₃₆ – Pl – Bt₃₃₋₃₉ – Hbl₁₉₋₂₀ – Qtz. Они позволяют сделать следующие оценки условий этого метаморфизма: T=785–815 °C.

Основные гранулиты имеют двупироксеновый состав. В них достаточно хорошо проявлена стадийность образования гранулитовых парагенезисов. Динамика их развития определяется образованием относи-

¹ При определении условий метаморфизма использовались геотермометры Орх-Срх (Powell, 1978; Перчук, 1977), Орх-Bt (Sengupta et al., 1990); геобарометры Hbl (Blundy, Holland, 1990).

тельно мелкозернистых разновидностей $\text{Orx}_{44-47} - \text{Crx}_{31-33} - \text{Pl}_{53(\text{реликтовый } 81)}$ или $\text{Orx}_{39-40} - \text{Crx}_{25} - \text{Pl}_{27}$ с следующей частичной перекристаллизацией Orx , Crx , Pl_{43-49} и новообразованием Amp (Ed_{38-45} и Prg_{43}) и Bt_{46-50} .

В одном из ксенолитов этой группы на о. Б. Гольцы (табл. 3, обр. 1.1) макроскопически четко выражена зональность: внутренняя часть ксенолита – это двупироксен-амфиболовый кристаллосланец, его внешняя зона представлена каймой, состоящей из $\text{Orx}_{40-50} - \text{Bt}_{37-47} - \text{Pl}_{34-49} \pm \text{Crx}$, Amp , образование которой, вероятно, связано с контактовыми преобразованиями на границе с эндербитом при $T=750-870^\circ\text{C}$.

Метапироксениты одного из включений состоят из Orx_{33} , Crx_{22} и в небольшом количестве Pl_{68-73} . Интенсивно наложенная высокотемпературная биотитизация, вероятно, сопровождалась частичной перекристаллизацией Orx и Crx , а также Pl со снижением в нем содержания анортита.

Все породы Онежского гранулитового комплекса в той или иной степени испытали наложенный метаморфизм в условиях от амфиболовой до эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фаций (Костин, 1989).

Геохронология. Нами (Слабунов и др., 2011, 2013) выделены и исследованы цирконы из: 1) ксенолитов основных гранулитов (пробы ON9-7/1, BD-10/9), 2) ксенолитов кислых гранулитов (ON1-2/4) и 3) эндербитов (ON1-7/1A, ON1-1/1) (табл. 4).

Таблица 5. U-Pb изотопные возрасты цирконов из пород Онежского гранулитового комплекса

Номер пробы	ON9-7-1	BD-10/9	ON1-2/4	ON1-1/1	ON9-7/1A	(Матвеева и др., 2011)
порода	основной гранулит	основной гранулит	кислый гранулит	ср/з эндербит	кр/з эндербит	эндербит
Место отбора пробы	О. Б. Голец	М. Черный	М. Бесов нос	О. Бесиха	О. Б. Голец	О. Б. Голец
			2988±9*			
		2898±21				
		2838±23			2837	2844
					2817*	
				2780±10		
	2739±17	2734±20				
					2726±9	
	2716±11		2714±27			2717±8
				2707±8		
	2701±14					

* $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст.

В основных гранулитах (двупироксен-амфиболовых кристаллосланцах) на о. Б. Гольцы установлены цирконы размером 70–250 мкм с коэффициентом удлинения 1.0–3.5. Они представлены коричневыми полупрозрачными округлыми, иногда с хорошо выраженными многочисленными гранями, реже призматическими субидiomорфными кристаллами (рис. 7).

При изучении BSE и CL изображений цирконов (рис. 7), выделяются зерна с однородной структурой, но большинство зерен состоит из двух-трех фаз. Среди однородных преобладают зерна изометричной формы с многочисленными гранями (рис. 7 а–д), но присутствуют и зерна призматической (например, рис. 7 з). Выделяется зерна с грубой зональностью и почти без минеральных включений (например, рис. 7 в), а также – с грубозональным ядром с включениями и «гранулитовой» оболочкой (рис. 7 ж), секториальные ядра без включений с тонкозональной оболочкой.

На микрозонде были изучены минеральные включения в цирконах. Зерна изометричной формы (рис. 7 а–д) с многочисленными гранями (так называемые, «гранулитовые») не содержат минеральных включений, которые можно обнаружить с помощью микрозонда. В призматических зернах обычны включения апатита, биотита, кварца, в тонкозональном ядре отмечено включение паризита, обычного для пегматитов, некоторые трещины в зернах залечены хлоритом.

По результатам U-Pb изотопного датирования единичных зерен циркона, выполненного на ионном зонде SHRIMP-II (ВСЕГЕИ), установлено (Слабунов и др., 2011, 2013) несколько возрастных групп (табл. 4).

Сопоставляя петрологические и геохронологические данные, можно констатировать, что возраст раннего гранулитового метаморфизма оценивается в 2739±17 млн лет, позднего – в 2701±14 млн лет (Слабунов и др., 2011). В пределах ошибки эти цифры не перекрываются, вместе с тем они сближены с возрастом второй генерации цирконов из вмещающих кристаллосланцы эндербитов 2717±8 млн лет (Матвеева и др., 2011).

В основных гранулитах м. Черный (проба BD-10/9) среди выделенных цирконов, установлены следующие возрастные группы (Слабунов и др., 2012): наиболее древний возраст 2898±21 млн лет (по верхнему пересечению дискордии) получен по темным на CL-изображениях слабо зональным ядрам цирконов. По «гра-

нулитовым» многогранным ядрам и темному тонкозональному ядру построена дискордия с верхним пересечением 2838 ± 23 млн лет, отвечающая метаморфизму протолита. По темным на CL-изображениях зернам, оболочкам и призматическим кристаллам получен более молодой возраст – 2734 ± 20 млн лет (по верхнему пересечению дискордии), отвечающий, по-видимому, гранулитовому метаморфизму онежского комплекса.

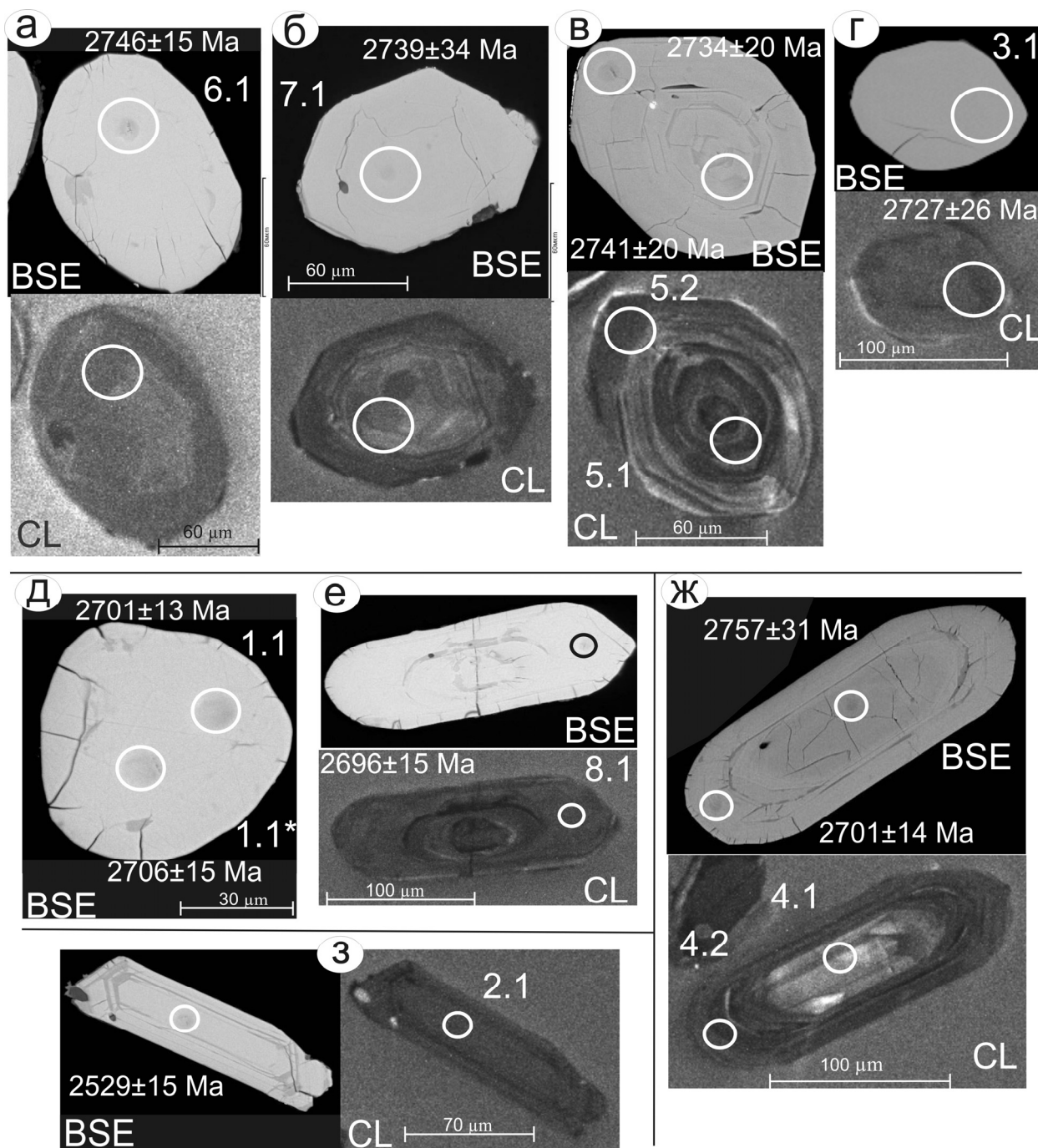


Рис. 7. Изображения цирконов из основных кристаллосланцев (Э-ОН9-7/1, анализ 1.1 в табл. 3) о. Б. Голец в отраженных электронах (BSE) и катодной люминесценции (CL). Кругами обозначены места определения изотопных возрастов с указанием их $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ значений:

а – г – зерна изометричной формы с U-Pb возрастом 2739 ± 17 млн лет, д–ж – зерна с U-Pb возрастом 2701 ± 14 млн лет: д – изометричное «гранулитовое», е – призматическое; ж – зональное призматическое с относительно древним ядром; з – зерно призматической формы с грубой зональностью с U-Pb возрастом 2522 ± 64 млн лет

В ксенолите кислых диафторированных гранулитов в эндебитах на мысе Бесов нос (проба ON1-2/4) большая часть цирконов дискордантна и их возраст по верхнему пересечению дискордии оценивается в 2714 ± 27 млн лет. Эти цирконы призматические, часто с хорошо выраженной тонкой зональностью, иногда с ядрами. Наиболее древний ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) возраст 2989 ± 9 млн лет получен по темному на CL-изображении циркону со слабо выраженным ядром. Кроме того, в данной пробе выделяются две возрастные группы цирконов $2218\text{--}2272$ млн лет и 1862 млн лет – отмеченные только в здесь.

В крупнозернистых эндебитах о. Б. Голец (проба ON1-7/1A, табл. 3) выделяются две возрастные группы цирконов: возраст первой оценивается в 2726 ± 9 млн лет (по верхнему пересечению дискордии), возраст ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) второй – $2817\text{--}2837$ млн лет соответствует возрасту ядер. В составе цирконов первой группы выделяются как призматические со слабо выраженной зональностью кристаллы, так и изометричные «гранулитовые».

В эндебитах о. Б. Голец также установлены (Матвеева и др., 2011) цирконы с возрастом 2717 ± 8 млн лет, которые оцениваются как гранулитовые, а также с возрастом 2844 млн лет, которые характеризуют возраст протолита.

В диафторированных эндебитах о. Бесиха (проба ON1-1/1, табл. 3) установлены две возрастные группы цирконов: ранняя – 2780 ± 9 млн лет (по верхнему пересечению дискордии), отвечает возрасту ядер, и поздняя – 2707 ± 8 млн лет (большая часть значений близки к конкордантным). В составе поздней возрастной группы выделяются как изометричные «гранулитовые» кристаллы, так и призматические со слабо выраженной зональностью кристаллы.

Представленные данные позволяют оценить динамику становления гранулитового комплекса (табл. 4). Возраст протолита, по которому формируются гранулиты онежского комплекса, оценивается в $2.98\text{--}2.78$ млрд лет, что согласуется с возрастом ($3.2\text{--}2.70$ млрд лет) гранит-зеленокаменных образований Водлозерского террейна Карельского кратона (Лобач-Жученко и др., 1989, 2000; Ранний ..., 2005). Проявления высокотемпературных процессов, в ходе которых образовались эндебиты и кристаллосланцы, происходят в интервале времени $2739\text{--}2701$ млн лет. При этом в основных гранулитах зафиксированы две генерации «гранулитовых» цирконов 2739 и 2701 млн лет, что согласуется с петрологическими оценками, фиксирующим два гранулитовых парагенеза. Формирование эндебитов происходило в интервале $2726\text{--}2716$ млн лет.

Дайки основных пород Восточного побережья Онежского озера. Архейские породы Водлозерского блока (гранитоиды, гнейсы с телами горнблендитов и амфиболитов) являются вмещающими для даек палеопротерозойских базитов. Дайки базитов обнажаются на побережье Онежского озера в основном севернее устья р. Водла (Рис. 8) и отмечаются магнитными аномалиями, широко развитыми в пределах Водлозерского блока, а также, в акватории Онежского озера (Онежская..., 2011). Наиболее широко здесь представлены две группы даек (сумийский и людиковийский рои), различающиеся по вещественному составу, пространственной ориентировке и возрасту.

Сумийский рой (~2.5 млрд лет, Bleeker et al., 2008) образован дайками северо-восточного простирания и сложен преимущественно габбронитами (рис. 2, 8). Ориентировка даек совпадает с простиранием крупнейшего в Европе расслоенного мафит-ультрамафитового Бураковского плутона (площадью около 700 км^2), имеющего возраст 2.45 млрд лет (Amelin et al., 1995), включающего месторождения хромитов и рудопроявления золота и платиноидов (Лавров и др., 2004). Многими исследователями отмечается генетическая связь этих даек и плутона (Kulikov et al., 2010 и др.). Наиболее крупные из даек длиной в несколько километров (судя по магнитным аномалиям) получили собственное наименование: Коппалозерская (вдоль СВ границы Бураковского плутона), Авдеевская и Шальская (вдоль ЮВ контакта того же плутона). Мощность даек местами достигает 0.5 км. При этом на ряде участков отмечается расщепление их на несколько субпараллельных тел, круто падающих ($50\text{--}80^\circ$) в сторону плутона. Крупная дайка на острове Деда (рис. 3, пункт 3; рис. 8) является продолжением Шальской дайки.

Дайки сумийского роа имеют обычно следующий минеральный состав: авгит, бронзит, пижонит, зональный плагиоклаз ($50\text{--}70\% \text{ An}$), магнетит, редкие зерна сульфидов, а также кварц и калишпат. По химическому составу дайки сумийского роа – типичные представители кремнеземистой высокомагнезиальной серии, характерной для базитов раннего палеопротерозоя (Шарков и др., 1997). Они характеризуются повышенными содержаниями SiO_2 и умеренными MgO , обогащением LILE, деплетированностью HFSE и дифференцированным распределением REE (Рис. 9; табл. 5). Характерно развитие процессов палингенеза в зоне контакта крупных тел и формирование гибридных пород.

Дайки людиковийского роа ($1.98\text{--}1.97$ млрд лет) секут Бураковский интрузив и Шальскую дайку (Рис. 8). Установлены на побережье и островах Онежского озера в районе п. Шальский – п. Пудожгорский, варьируют по мощности от десятков сантиметров до первых сотен метров, имеют преимущественно СЗ простирание.

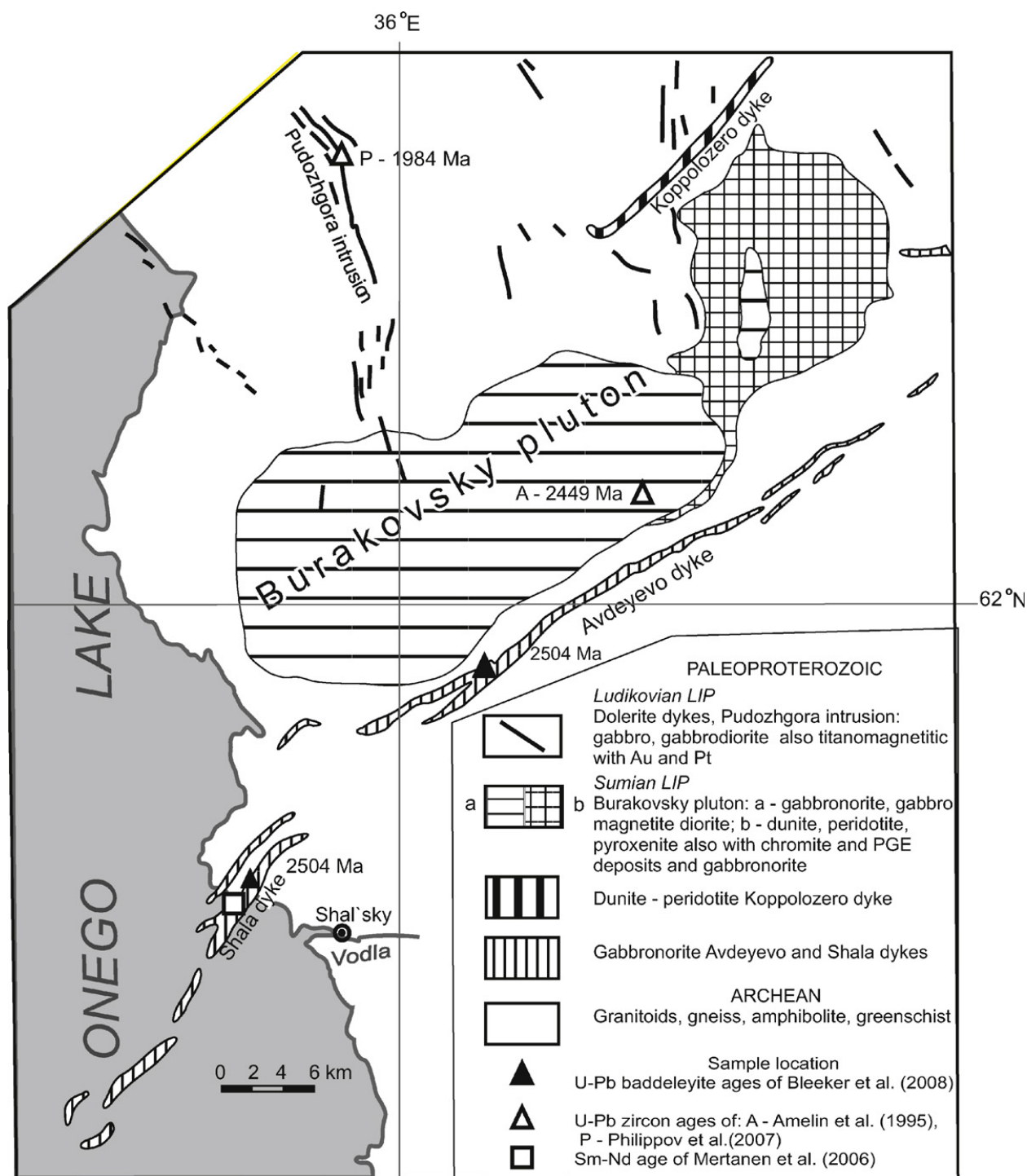
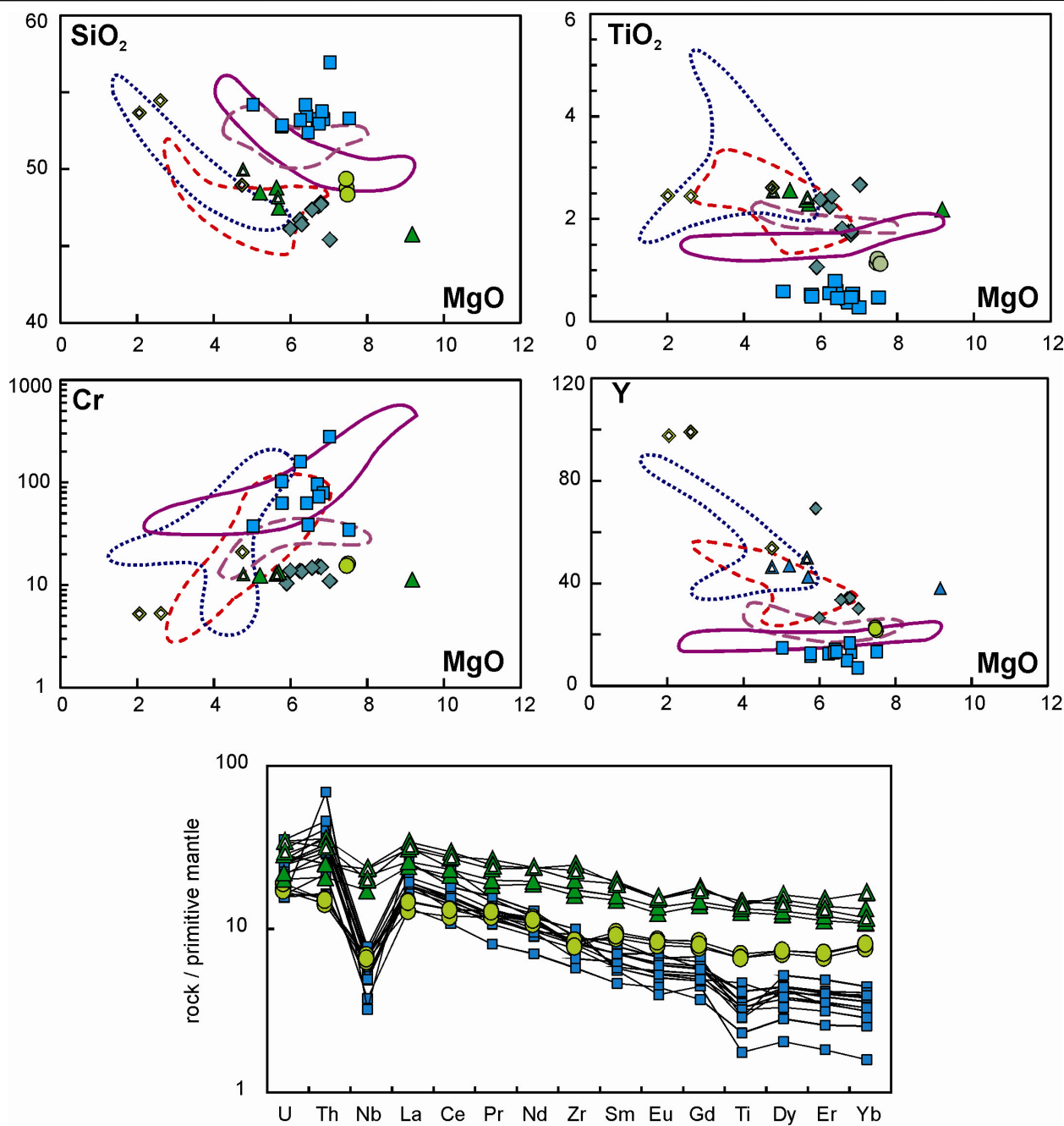


Рис. 8. Схема геологического строения восточного побережья Онежского озера (Kulikov et al., 2010)



Палеопротерзойские базиты района п. Шальский - п. Пудожгорский

- дайки сумийского роя, 2508 млн лет
- ▲ людиковийские дайки
- ▲ секущая дайка, о. Деда
- поздние дайки, о. Горелый
- ◆ Унойский силл, 1970 млн лет
- ◆ Габневский силл

Людиковийские мафические породы Онежской структуры

- метадолериты, Лебещина 1956 млн лет
- долериты, п. Гирвас, 1976 млн лет
- ... Койкарский и Пудожгорский интрузивы, 1983 млн лет
- базиты суйсария Онежской структуры, 1975 млн лет

Рис. 9. Вариации содержаний главных и рассеянных элементов в породах сумийского и людиковийского роев даек. Использованы неопубликованные данные А.В. Степановой и литературные (Филиппов и др., 2007; Малашин и др., 2003; Puchtel et al., 1998; Lubnina et al., 2015)

Таблица 5. Химический состав (окислы – в вес %, элементы – в г/т) габбро-норитов (ранняя дайка) и поздней дайки на о. Деда

	Габбро-нориты (ранняя дайка)			секущая дайка
	эндоконтакт	1.5 м от контакта	центр	центр
	3.1	3.2	3.3	3.4
	Ca-274-1	Ca-274-3	Ca-274-5	Ca-274-6
SiO ₂	56.41	52.55	52.30	48.86
TiO ₂	0.30	0.57	0.55	2.49
Al ₂ O ₃	15.64	16.54	17.44	12.64
Fe ₂ O ₃	6.34	8.79	8.54	16.82
MnO	0.118	0.149	0.138	0.188
MgO	6.97	6.19	5.73	4.65
CaO	9.09	10.40	11.00	8.39
Na ₂ O	2.65	2.63	2.61	2.69
K ₂ O	1.55	0.93	0.79	0.76
P ₂ O ₅	0.05	0.12	0.08	0.25
S	0.02	0.02	0.02	0.04
ппп	0.67	0.94	0.63	1.94
Сумма	99.81	99.83	99.83	99.72
Sc	7.05	12.0	8.89	17.6
V*	102	146	152	347
Cr*	275	157	101	35
Co*	33.5	39.6	37.3	33.1
Ni*	146	144	131	57
Cu*	59	93	67	508
Zn*	62	70	70	151
Rb	37.9	24.2	18.5	35.1
Sr	246	224	240	179
Y	6.29	11.9	10.9	46.4
Zr*	94	75	71	229
Nb	1.90	3.14	2.89	14.05
Ba	340	225	208	231
La	19.0	10.8	10.4	20.1
Ce	36.6	23.3	22.0	45.7
Pr	3.61	2.65	2.51	5.67
Nd	13.5	11.2	10.4	27.0
Sm	2.07	2.31	2.14	7.00
Eu	0.554	0.748	0.705	2.178
Gd	2.20	2.53	2.37	8.50
Tb	0.241	0.373	0.336	1.39
Dy	1.24	2.28	2.02	8.69
Ho	0.239	0.455	0.410	1.76
Er	0.723	1.40	1.25	5.22
Tm	0.096	0.193	0.171	0.719
Yb	0.624	1.25	1.13	4.63
Lu	0.089	0.184	0.171	0.684
Hf	1.97	1.70	1.54	5.44
Pb	6.05	3.61	3.28	4.08
Th	5.52	2.51	2.34	2.76
U	0.307	0.497	0.489	0.557

Примечание: Содержания окислов петрогенных элементов и элементов отмеченных * определены методом XRF (в ИГЕМ РАН), остальных элементов – методом ICP MS (в ИГ КАРНЦ РАН).

По петрографическим особенностям базиты людиковия – это клинопироксен-плагиоклазовые долериты с довольно высоким (>5%) содержанием рудных минералов (главным образом, ильменита). В кровельной части крупных пологозалегающих тел обнажаются лейкократовые габбро-долериты, содержащие шпильеры габбро-пегматитов и габбро-диориты. В подошвенной части интрузий обнажаются оливин-содержащие долериты. Дифференцированный Пудожгорский интрузив содержит месторождение комплексных титаномагнетитовых руд и ассоциирующих с ними проявлений золота, платиноидов, РЗЭ (Трофимов и др., 2005).

На восточном берегу Онежского озера к настоящему времени датированы два крупных интрузива, относящихся к людиковийской возрастной группе. Пудожгорский интрузив, по результатам U-Pb (SIMS, SHRIMP II) датирования цирконов, имеет возраст 1984±8 млн лет (Филиппов и др., 2007). Унойский силл, обнажающийся на островах Унойского архипелага вблизи восточного берега Онежского озера, по результатам U-Pb (TIMS) датирования бадделеита имеет возраст 1970±3 млн лет (Lubnina et al., 2015).

Дайки долеритов, установленные на побережье Онежского озера в районе п. Пудожгорский – п. Шальский имеют минеральный и химический состав близкий к породам Пудожгорского и Унойского интрузивов и, вероятно, близкий возраст. По химическому составу дайки людиковийского роя – это базиты толеитовой серии, главным образом, низко-Mg, высоко-Fe и титанистые (табл. 5), часто содержащие высокие концентрации V и Cu (Lubnina et al., 2015).

Описание маршрута

Пункт 1. Остров Большой Голец (рис. 3, пункт 1; рис. 10) сложен эндербитами-чарноэндербитами с ксенолитами гранулитов основного и среднего состава. Эндербиты и чарноэндербиты имеют характерную брекчиевидную текстуру (Рис. 11): ранние составляющие представляют собой мелко- и среднезернистые метаэндербиты тоналитового состава, следующая более крупнозернистая и более лейкократовая фаза, состав которой варьирует от кварцевых диоритов до гранитов, сечет первую, пронизывая ее.

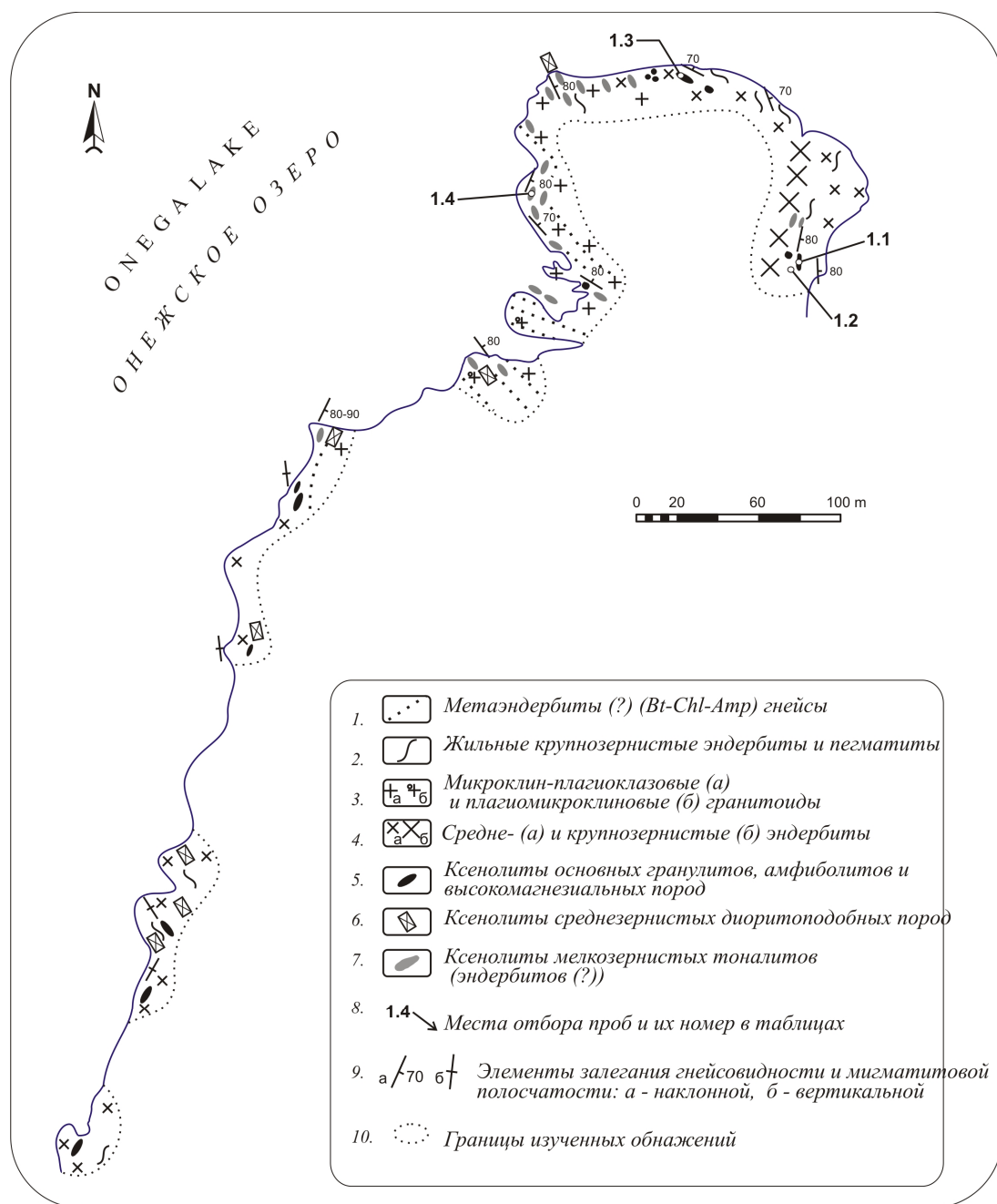


Рис. 10. Схема геологического строения северо-западной части о. Большой Голец. Составил Сибелев О.С.

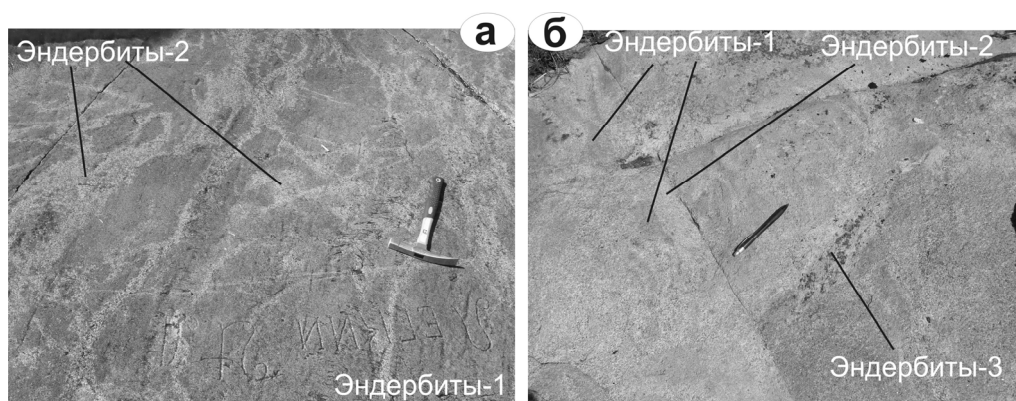


Рис. 11. Брекчиевидная текстура гранитоиднов гранулитового комплекса: (а) ранняя составляющая представляющая собой мелкозернистые метаэндербиты (эндербит-1), которые пронизаны среднезернистыми эндербитами (эндербит-2), (б) поздняя фаза крупнозернистых эндербитов (эндербиты-3) сечет две более ранние

Крупнозернистые пироксеновые гранитоиды (обычно чарноэндербиты) поздней фазы развиты, например, на северо-восточном берегу о. Б. Гольцы. Здесь они концентрируются в зоне субмеридионального простираения, содержат линзовидные тела и реликты более ранних пород. Общая мощность зоны не превышает первых метров. Отличительной особенностью пироксеновых гранитоидов поздней фазы является присутствие порфиробластических выделений, выполненных макроскопически видимым гиперстеном (рис. 12 в). Последний парагенетичен с андезином (40% Ap), биотитом (преимущественно антит-флогопитового ряда, $f = 0.46-0.52$, $Ti = 0.19-0.27$ ф. ед.), калишпатом и кварцем. Из полевых шпатов, в проанализированных чарноэндербитах, преобладает плагиоклаз, в котором развиты линейные и решетчатые антипертитовые структуры, а также округлые включения калишпата с размытыми очертаниями. При этом пограничные участки могут иметь состав: $An_{24}Ab_{48}Or_{28}$.

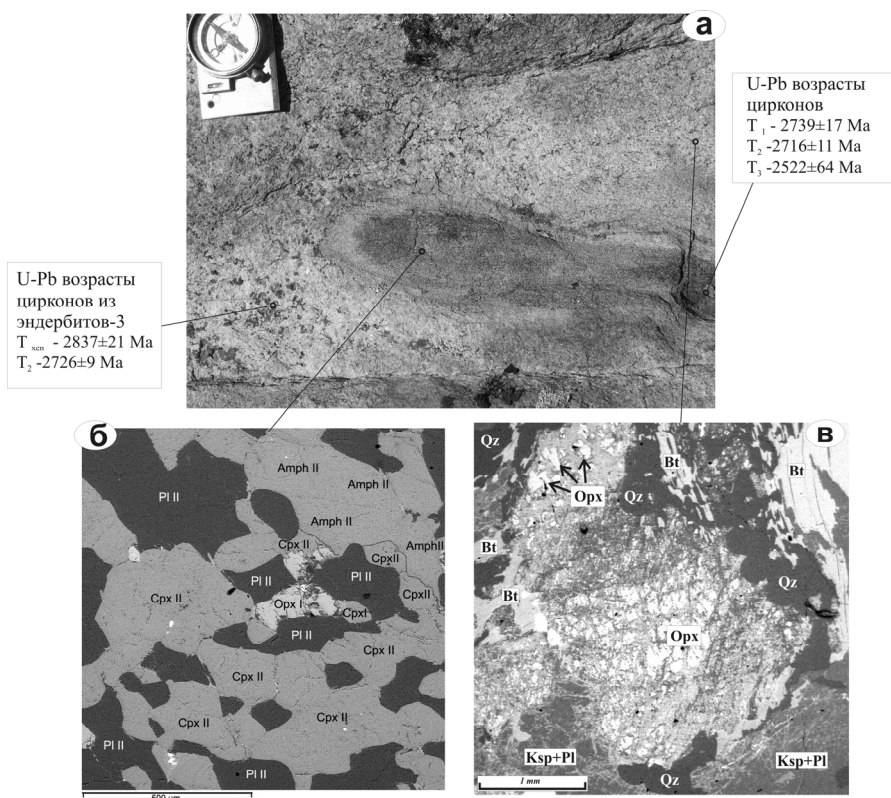


Рис. 12. (а) – Ксенолит двупироксеновых кристаллических сланцев (основных гранулитов) о. Б. Голец. Отчетливо видна зональность, выраженная в “гранитизации” экзоконтактовых участков. Центральные области ксенолита сохраняют минералы гранулитовых этапов метаморфизма: плагиоклаза, орто- и клинопироксена (см. б). Вмещающие породы представлены неоднородными неясно полосчатыми средне- и крупнозернистыми эндербитами с макроскопически видимым порфиробластическим ортопироксеном в “рубашках” хлорит-амфиболового состава.

(б) – Реликты ромбического (Орх I) и моноклинного (Срх I) пироксенов из ранних парагенезисов мелкозернистых двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев среди перекристаллизованных укрупненных моноклинного пироксена Срх II), буровато-зеленого амфибола (Амп II) и подкисленного плагиоклаза (Pl II) из поздних парагенетических ассоциаций среднезернистых двупироксен-амфиболовых кристаллосланцев. Микроструктура гранобластовая, текстура массивная (фото в отраженных электронах).

(с) – Минеральные ассоциации крупнозернистого жильного эндербита (обр. Э-ОН9-7-2) с проявленными процессами прокварцевания и замещения первичного парагенезиса (Орх–Бт–Pl–Qtz–Or), в первую очередь, ортопироксена (гиперстена), вторичным низкотемпературным тонкозернистым агрегатом $Mgt-Cb-Chl-Amp$ (Act, $\pm Cum$) $\pm Pl$ состава. Микроструктура гранолепидобластовая, с элементами псевдоморфно-порфиробластической. Текстура массивная, очковая (фото в отраженных электронах).

Амфиболы представлены актинолитом и куммингтонитом, которые не равновесны с ортопироксеном. Кроме того, наряду с хлоритом, они замещают ортопироксен, с образованием «рубашек» или полных псевдоморфоз.

В западной части обнажений находятся ксенолиты гранулитов среднего состава (рис. 10).

В ксенолитах двупироксен-амфиболовых кристаллосланцев часто проявлены реакционные каймы (рис. 12 а), состоящие из $\text{Orx} + \text{Vt} + \text{Pl} \pm \text{Crx}$, Amf , образование которой, вероятно, связано с контактовыми преобразованиями на границе с эндербитом.

Пункт 2. Остров Бесиха (рис. 13).

Остров сложен средне- и крупнозернистыми массивными эндербитами и чарноэндербитами поздней фазы (табл. 3). Доля последней здесь выше, чем на о. Б. Голец (пункт 1). Обычны также жилы пегматоидных и среднезернистых розовых гранитов. Другой важной особенностью гранулитового комплекса в пункте 2 является, то что здесь в его составе много крупных ксенолитов Vt-Orx кристаллосланцев (гранулитов среднего и кислого состава) и пронизывающих их жил чарнокитов.

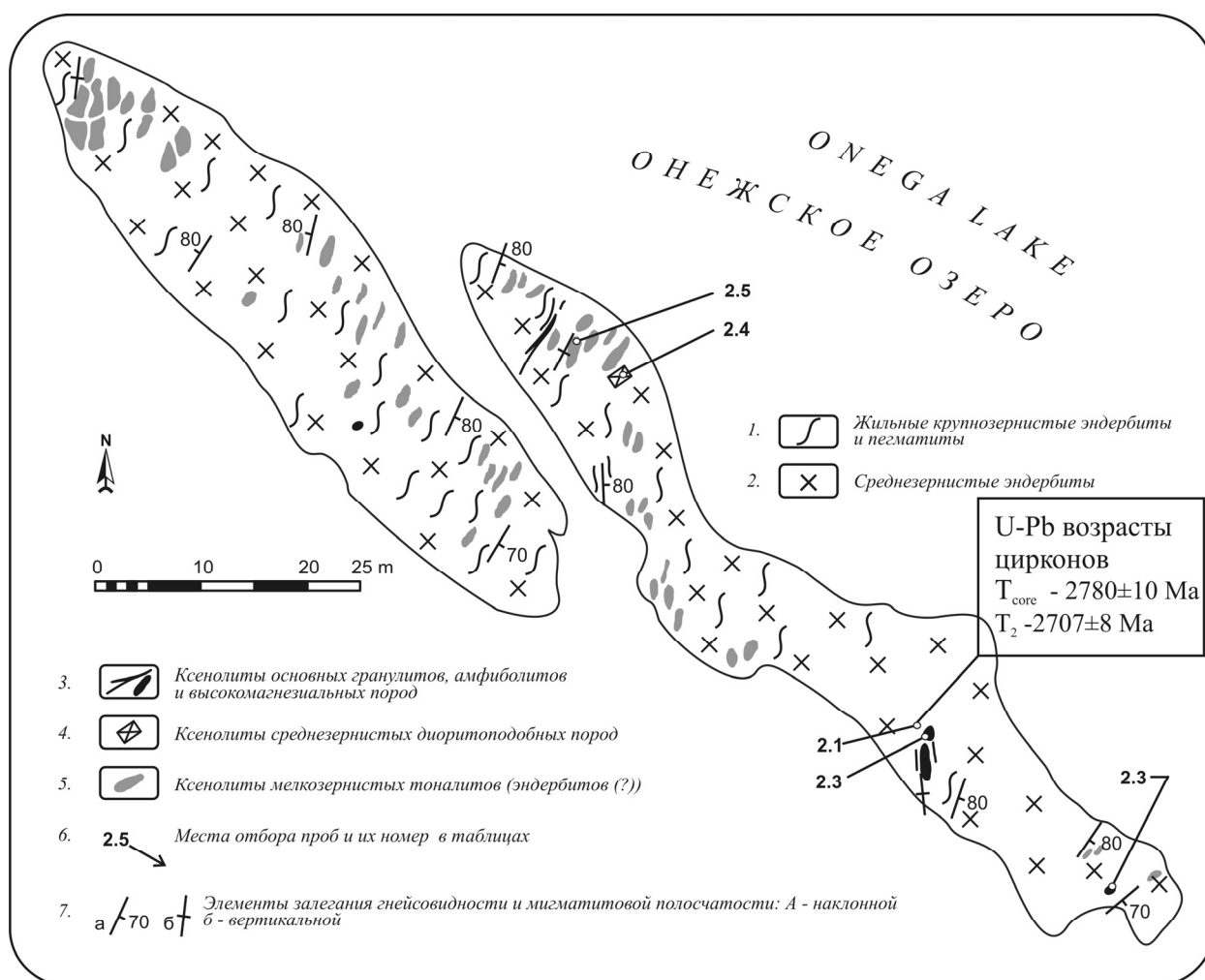


Рис. 13. Схема геологического строения островов Бесиха. Составил Сибелев О.С.

Гранулиты среднего состава представляют собой среднезернистые породы, слагающие ксенолитов в южной части о. Бесиха. В их минеральном составе клинопироксен отсутствует. Амфибол развивается преимущественно по ортопироксену и его количество в породе невелико. По составу амфибол отвечает низкожелезистой и относительно низкоглиноземистой Mg-Hbl (сумма $\text{AlVI} + \text{AlIV}$ достигает 0.8 ф.ед). Ортопироксен (гиперстен) ассоциирует с андезином (38–41% An). Биотит распространен равномерно в виде почти изометричных лейст и тяготеет к антит-флогопитовому ряду. Наряду со средними содержаниями титана (0.24–0.26 ф.ед.), он характеризуется не высокой железистостью (0.33–0.39). Взаимоотношения и особенности состава

главных породообразующих минералов позволяют выделить парагенезис гранулитового этапа: $Orx-Bt-Pl-Qtz-Hbl(?) \pm Or$. Регрессивные изменения незначительны и выражены в раскислении плагиоклаза (до 30% An) и снижении глиноземистости $Mg-Hbl$ (сумма $AlVI+AlIV$ – до 0.63 ф. ед.).

Пункт 3. Дайки палеопротерозойских базитов (остров Деда)

Остров Деда овальной формы площадью около 0.1 км², большая его часть сложена габброноритами Шальской дайки, но в южной развиты вмещающие их гранитоиды (Рис. 8, 14, 15). Вмещающие породы представлены крупно- и среднезернистыми плагиомикроклиновыми гранитами. В них отмечаются включения амфиболитов, а также пегматоидные обособления. В зоне экзоконтакта крупной дайки в гранитоидах широко проявлены процессы частичного плавления, выраженные в формировании тонокзернистых гранофировых срастаний в межзерновом пространстве крупных зерен калиевого полевого шпата и кварца. Мощность зоны экзоконтактовых изменений достигает нескольких метров, что типично для Шальской дайки.

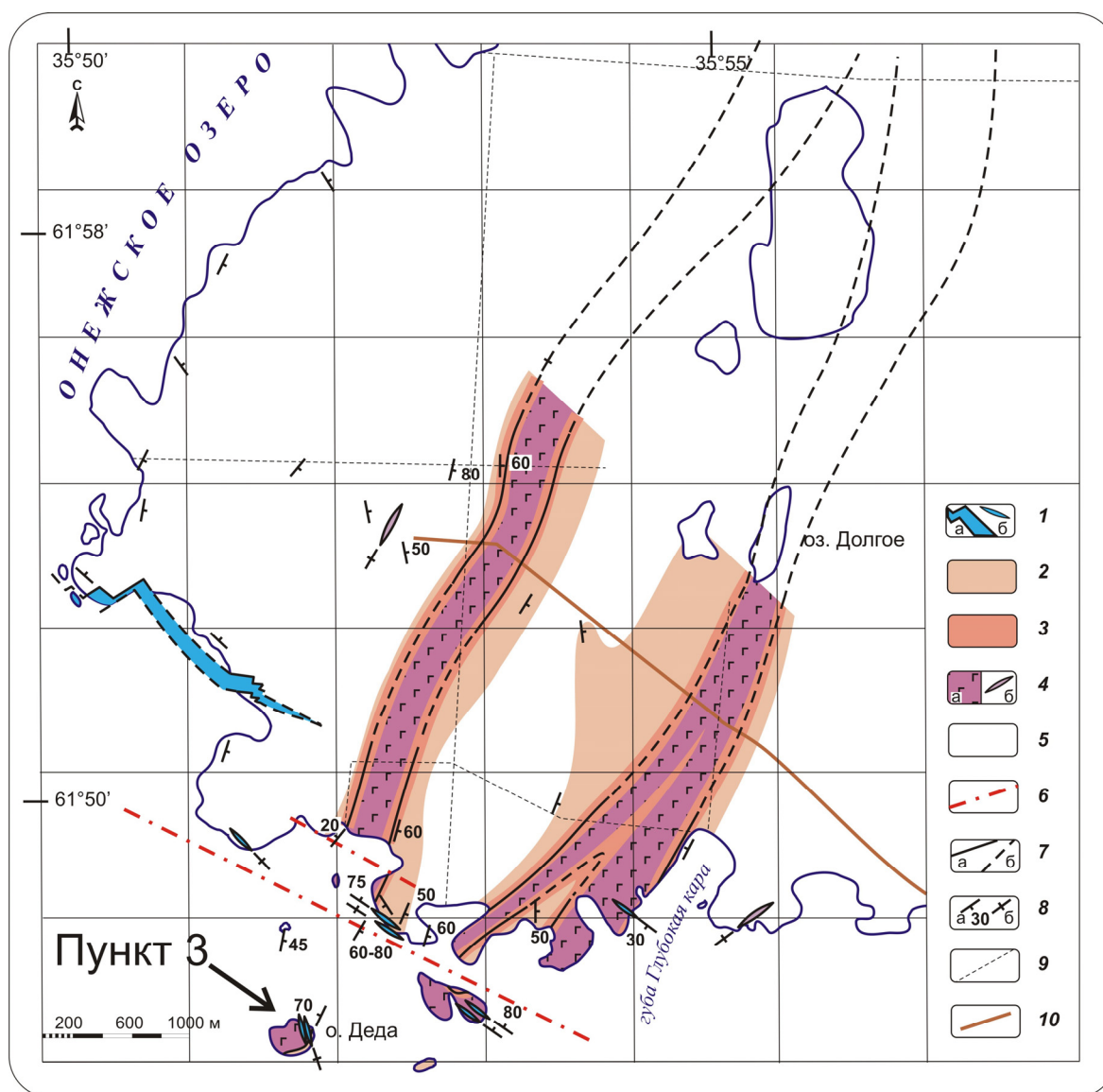


Рис. 14. Схема геологического строения района Глубокая Кара.

Составлена: Сибелев О.С., Рычанчик Д.В., Куликова В.В., Куликов В.С. Булганина Т.Е.

Условные обозначения: 1 – дайки долеритов, выраженные (а) и не выраженные (б) в масштабе схемы; 2 – ремобилизованные гранитоиды, испытавшие термальное воздействие (контактовый метаморфизм) и метасоматические изменения; 3 – гибридные породы; 4 – габбронориты, выраженные (а) и не выраженные (б) в масштабе схемы; 5 – микроклин-плагиоклазовые, плагиомикроклиновые и пегматоидные граниты с реликтами тоналитов и ксенолитами апобазитов; 6 – предполагаемые разрывные нарушения; 7 – геологические границы, установленные (а) и предполагаемые (б); 8 – элементы залегания полосчатости, гнейсовидности и контактов геологических тел, наклонные (а), вертикальные (б); 9 – просеки, по которым выполнено магнитометрическое профилирование; 10 – дорога на карьер.

Непосредственный контакт дайки и гранитов обнажается на юго-восточном окончании острова (рис. 15). Контакт нерезкий мощность «переходной зоны» между габброноритами и гранитоидами достигает первых сантиметров. Эндоконтактовая зона дайки (мощность до 1 м) сложена тонкозернистыми и мелкозернистыми породами. Развитые здесь базиты, обладают признаками резкого переохлаждения расплавов – кристаллы пироксенов в них формируют тонкие «иглы» достигающие 1.5 см с длину при ширине 1–2 мм. Еще одна

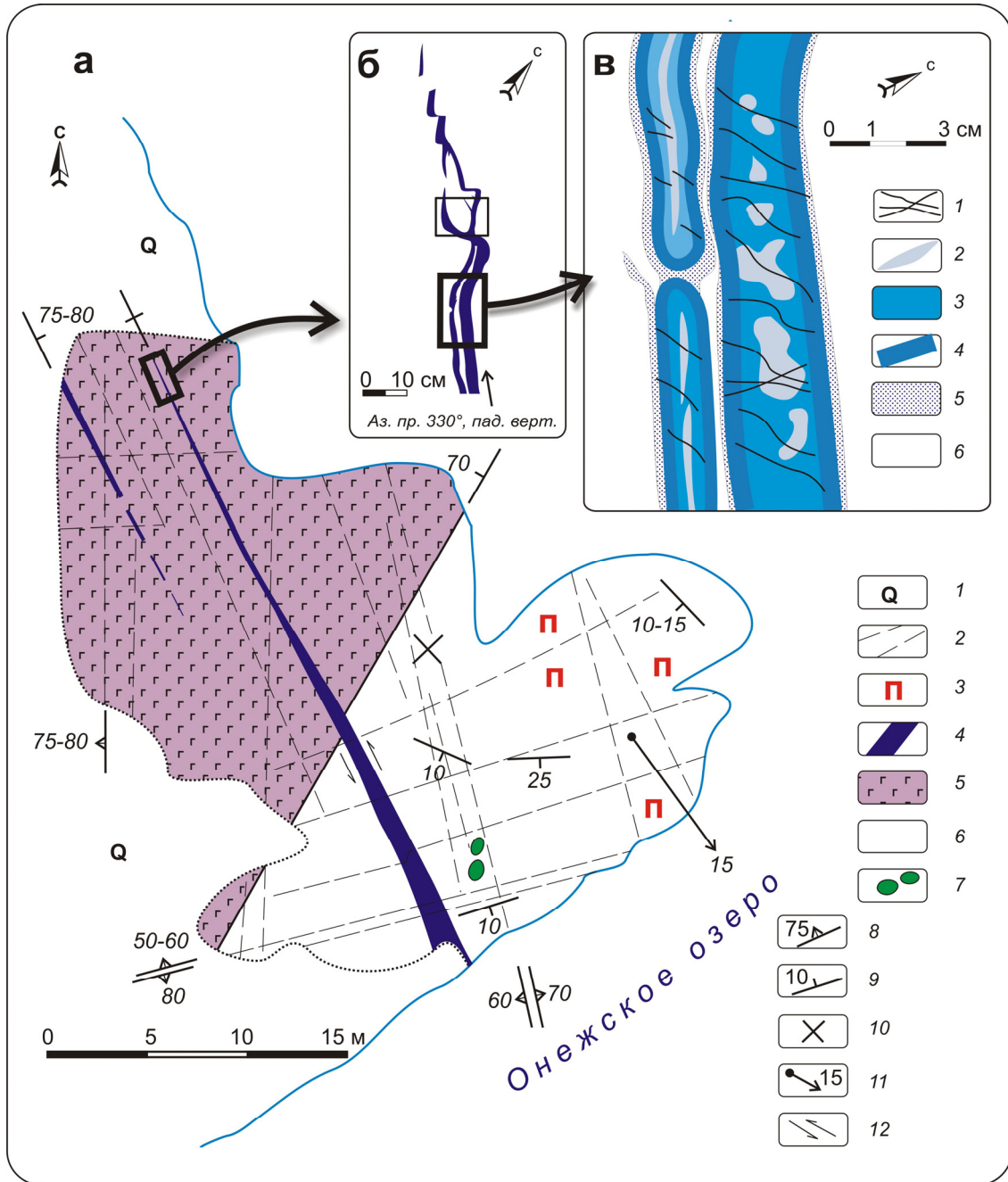


Рис. 15. Детальная схема геологического строения юго-восточного окончания острова Деда (а) и зарисовки обнажений, иллюстрирующие форму дайковых тел (б), зональность, экзо- и эндоконтактовые изменения секущих габбронориты даек (в)

Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения; 2 – трещиноватость; 3 – пегматоидные обособления; 4 – дайки долеритов; 5 – габбронориты; 6 – плаггиомикроклиновые граниты; 7 – ксенолиты амфиболитов; 8–11 – элементы залегания: 8 – трещиноватости; 9 – гнейсовидности и (или) полосчатости гранитоидов и контактов тел; 10 – горизонтальное залегание гнейсовидности и (или) полосчатости гранитоидов; 11 – азимут и угол погружения бороздчатости; 12 – направления сдвига по контакту дайки. На врезке (рис. в): 1 – трещины; 2–3 – долериты; 2 – относительно лейкократовых центральных и 3 – меланократовых периферийных участков даек (3); 4 – зоны закалки; 5 – зоны экзоконтактовых изменений в габброноритах; 6 – габбронориты.

характерная особенность пород эндоконтакта – наличие неправильной формы «обособлений» сложенных калиевым полевым шпатом, кварцем и биотитом, близкими по составу к вмещающим гранитоидам и являющихся, вероятно, их микроксенолитами. Характерная особенность химизма пород эндоконтакта – повышенные содержания SiO_2 , LILE, дифференцированное распределение REE (рис. 9, табл. 5).

Центральная часть ранней дайки сложена средне-крупнозернистыми габброноритами. Породы сохраняют первичные орто- и клинопироксен, оливин, который формирует редкие включения в ортопироксене, и плагиоклаз. Акцессорные минералы представлены цирконом и бадделейтом. По химическому составу габбронориты – типичные представители кремнеземистой высокомагнезиальной серии, породы которой характерны для сумийской крупной магматической провинции.

Дайка габброноритов рассечена более поздними жилами аплитов и гранитов мощностью от нескольких см до 0.5 м, а также тонкими дайками долеритов, мощностью до 1 м (рис. 15 а–в). Характерная особенность этих даек – формирование кулисообразных структур и тонких апофиз (рис. 15 б). Поздняя дайка долеритов на о. Деда имеет СЗ простирание и относится к людиковийскому рою. Породы дайки представлены тонкозернистыми долеритами офитовой структуры. Пироксен в породах амфиболизирован, характерно высокое содержание рудных минералов. По химическому составу эти дайки сопоставимы с закалочными зонами крупных людиковийских даек, развитых севернее, и характеризуются высокими содержаниями $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$, TiO_2 . (рис. 9, табл. 5).

Литература

- Байкова В.С., Лобач-Жученко С.Б., Левченков О.А., Чекулаев В.П., Шулешко И.К., Яковлева С.З. Новые данные о геологическом положении и возрасте гранитов Карелии // ДАН СССР. 1984. Т. 277. № 2. С. 442–444.
- Бурдюк Е.В. Гранулометрия обломочной составляющей неогаргейского Онежского гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Материалы конференции. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2011. С. 34–36.
- Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука. 1990. 248 с.
- Голубев А.И., Иваников В.В., Филиппов Н.Б., Малашин М.В. Карельская трапповая провинция: пример магматической и геодинамической эволюции мантийного плюма в раннем палеопротерозое // Мантийные плюмы и металлогения. 2002. Р. 355–359.
- Голубев А.И., Светов А.П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1983. 190 р.
- Государственная геологическая карта (Петрозаводск). Под ред. Богданова Ю.Б. СПб. 1999.
- Костин В.А. Гранитоиды и метасоматиты Водлозерского блока (юго-восточная Карелия). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1989. 165 с.
- Куликова В.В. Волоцкая свита – стратотип нижнего архея Балтийского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1993. 254 с.
- Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров Б.С., Пухтель И.С. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1999. 96 с.
- Лавров М.М., Трофимов Н.Н., Голубев А.И. и др. Геология и петрология Бураковского расслоенного интрузива // Отечественная геология. 2004. № 2. С. 23–30.
- Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А., Левченков О.А., Овчинникова Г.В., Котова Л.Н., Крылов И.Н., Яковлева С.З. Водлозерский гнейсовый комплекс раннего архея и его структурно-метаморфическая эволюция // Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука. 1989. С. 14–45.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Левский Л.К., Коваленко А.В. Архейские террейны Карелии; их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.
- Малашин М.В., Голубев, А.И., Иваников, В.В., Филиппов, Н.Б. Геохимия и петрология мафических вулканических комплексов нижнего протерозоя Карелии. I. Ятулийский трапповый комплекс // Вестник СПбГУ, Серия 7. 2003. № 1. С. 3–32.
- Матвеева Л.В., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. Геология неогаргейского гранулитового метаморфизма Прионежья // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Материалы конференции. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2011. С. 132–134.
- Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и металлогения). Под ред.: Глушанина Л.В., Шарова Н.В., Щипцова В.В. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2011. 431 с.
- Перчук Л.Л. Усовершенствование двухпироксенового геотермометра для глубинных перидотитов // ДАН СССР. 1977. Т. 233. № 3. С. 456 – 459.
- Ранний докембрий Балтийского щита. Под ред. Глебовицкого В.А. СПб.: Наука. 2005. 711 с.
- Слабунов А.И., Володичев О.И., Король Н.Е., Сибелев О.С., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н. Динамика становления гранулитовых комплексов Карельского кратона по данным U-Pb датирования цирконов (на примере онежского) // Геология и геохронология породообразующих и рудных процессов в кристаллических щитах. Материалы Всероссийской (с международным участием) конференции. Ред. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. Апатиты: Из-во К&М. 2013. С. 152–154.
- Слабунов А.И., Король Н.Е., Бережная Н.Г., Володичев О.И., Сибелев О.С. Главные стадии формирования основных гранулитов Онежского комплекса Карельского кратона: петрология и изотопный возраст (SHRIMP-II) цирконов // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Материалы конференции. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2011. С. 215–217.

Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибилова Е.В., Балаганский В.В., Сорьонен-Вард П., Володичев О.И., Щипанский А.А., Светов С.А., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Степанов В.С. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. №6. 2006. С. 3–32.

Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Смирнова Н.К. Особенности строения и минерогенеза Пудожгорского дифференцированного интрузива // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2005. № 9. С. 72–80.

Король Н.Е. Высокотемпературная амфиболизация при эндрбитовой мигматизации основных гранулитов в гранулит-эндрбит-чарнокитовых комплексах Карелии // Петрология. 2009. Т. 17, № 4. С. 378–396.

Филиппов Н.Б., Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Сергеев С.А., Хухма Х. Новые геохронологические данные по Койкарско-Святоволоцкому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2007. Вып. 10. С. 49–68.

Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 503–522.

Amelin Y.V., Heaman L.M., Semenov V.S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Res. 1995. Т. 75. № 1–2. P. 31–46.

Bleeker W., Hamilton V., Erust R., Kulikov V. The search for Archean – Proterozoic supercratons: new constraints on Superior-Karelia-Kola correlations within supercraton Superia, including first ca 2504 Ma (Mistassini) ages from Karelia // Abst. IGC 33 Oslo, 2008.

Blundy Y.D., Holland T.Y.B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // Contrib. Mineral. and Petrol. 1990. V. 104. N 2. P. 208–224.

Irvine, T.N. & Barager, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canadian Journal of Earth Sciences. 1971. Vol. 8. P. 523–548.

Jensen, L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks, Ontario Division of Mines. MP 66. 1976. 22 p.

Hofmann, A.W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust // Earth and Planetary Science Letters. 1988. Vol. 90. P. 297–314.

Hölttä P., Huhma H., Mänttari I. and Paavola J. P-T-t development of Archean granulites in Varpaisjärvi, central Finland. II. Dating of high-grade metamorphism with the U-Pb and Sm-Nd methods // Lithos. 2000. Vol. 50. P. 121–136.

Kulikov V.S., Bychkova Ya.V., Kulikova V.V., Ernst R. The Vetryny Poyas (Windy Belt): A essential component of the ca. 2.5–2.4 Ga Sumian large igneous province // Precambrian Res. 2010. Vol.183. P.589–601.

Le Maitre RW (Ed). A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford, Blackwell Scientific. 2002. 236 p.

Lubnina N.V., Stepanova A.V., Pasenko A., Nilsson M., Söderlund U., Ernst R.E. New paleomagnetic and isotopic data for the 1.98 Ga dyke swarm in the Lake Onego region: links with the regional Pechenga-Onega event // GFF. 2015

McDonough, W.F. & Sun S.-s. The Composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol.120. P. 223–253.

Mertanen S., Vuollo J.I., Huhma H., Arestova N.A., Kovalenko A.V. Early. Paleoproterozoic-Archean dykes and gneisses in Russian Karelia of the Fennoscandian Shield- new paleomagnetic, isotope age and geochemical investigation // Precambrian Res. 2006. Vol. 144. P. 239–260.

O'Connor, J. T. A classification of quartz rich igneous rock based on feldspar ratios // US Geol. Surv. Prof. Paper. 552B. 1965. P. 79–84.

Pervunina A., Sviridenko L., Lubnina N., Medvedev P., Svetov S., Kulikov V., Kulikova V., Slabunov A., Sibelev O., Korol N., Volodichev O. Rodinia-2013: Supercontinental Cycles and Geodynamics (Early Precambrian of the Russian Karelia). Excursion Guide. A. Slabunov (Ed). Petrozavodsk-Moscow. 2013. 51 p.

Powell R. The thermodynamics of pyroxene geotherms // Phil. Trans. R. Soc. London. 1978. V. 288. P. 457–469.

Sengupta P., Dasgupta S., Bhattacharya P.K., Mukherjee M. An orthopyroxene – biotite geothermometer and its application in crustal granulites and mantle-derived rocks // J. Metamorphic Geol. 1990. V. 8. N 2. P. 191–197.

Stepanova A.V., Salnikova E.B., Samsonov A.V., Egorova S.V., Larionova Y.O., Stepanov V.S. The 2.31 Ga mafic dykes in the Karelian Craton, eastern Fennoscandian shield: U–Pb age, source characteristics and implications for continental break-up processes // Precambrian Res. 2015. Vol. 259. P. 43–57.

ЭКСКУРСИЯ 2

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ
ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ

Светов С.А., Голубев А.И., Степанова А.В., Куликов В.С.

Геологическое строение Онежской структуры

Маршрут проходит по западному борту Онежской структуры (ОС), располагающейся в СЗ сегменте Водлозерского блока, который имеет сложное геологическое строение, определяемое многократными тектоно-магматическими событиями и циклическими метаморфическими преобразованиями [Онежская структура..., 2011].

Водлозерский блок представляет собой наиболее древнее палеоархейское ядро Карельского кратона [Кожевников 2000, Кожевников и др., 2006, 2010; Кожевников, Скублов, 2010; Куликов и др., 1990; Левченков и др., 1989; Лобач-Жученко и др., 1989, 2000, 2009; Пухтель и др., 1991; Сергеев и др., 1985, 1989, 1990, 2007; Чекулаев и др., 2009]. Границы блока условны и определяются по расположению мезоархейских (лопийских) зеленокаменных поясов (ЗП) по его периферии. Возраст тоналитов блока (в среднем течении р. Выг) составляет 3210 ± 12 млн лет [Левченков и др., 1989; Lobach-Zhuchenko et al., 1993 и др.] характеризует возраст фундамента мезоархейских ЗП. Однако существуют и более древние определения возраста коровых пород Водлозерского блока: 1) в ТТГ среднего течения р. Водлы – около 3500 млн лет [Сергеев и др., 1985, 1989]; 2) в палеопротерозойских лавах коматиитовых базальтов в районе Синегорья (ЮВ оконечность кряжа Ветреный Пояс) – 3822 ± 48 млн лет [Смолякин, Шарков, 2009], которые могли быть захвачены из кварцито-песчаников подстилающих лавы; 3) в аренидах Маткалахтинской структуры в центре блока – 3871 ± 39 – 3837 ± 42 млн лет [Кожевников и др., 2006, 2010], что свидетельствует о длительной истории развития фундамента ОС ([Онежская структура..., 2011 – доступна по ссылке <http://igkrc.ru/assets/publication/onegskaya-structura.pdf>).

Архейские комплексы зеленокаменных поясов обрамления Водлозерского блока (на примере Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса) представлены двумя доминирующими ансамблями коматиит-базальтовой и известково-щелочной (адакитовой, высоко-Nb, баяитовой, толеитовой) сериями с временем формирования 3.05–2.94 и 2.90–2.84 млрд лет [Светов, 2005].

Палеопротерозойские (2.5–1.7 млрд лет) осадочные, вулканические и интрузивные образования, имеют доминирующее распространение в Онежской структуре.

Стратиформные породные ассоциации слагают сохранившиеся в разной степени 6 надгоризонтов (от древних к молодым): сумийский, сариолийский, ятулийский, людиковийский, калевийский и вепсийский. Возрастные границы надгоризонтов (см. табл. 1) и их геохронологических эквивалентов определяются региональной хроностратиграфической схемой [Общая стратиграфическая..., 2002].

Таблица 1. Расчленение нижнего протерозоя Карелии в общей стратиграфической шкале докембрия России

Возраст нижней границы (млн лет)	Типовые стратиграфические подразделения (надгоризонты) региональной стратиграфической шкалы нижнего протерозоя:	Местные подразделения
1800	Вепсий	Шокшинская свита
		Петрозаводская свита
1920	Калевий	Ладожская серия
2100	Людиковий	Суйсарская свита
		Заонежская свита
2300	Ятулий	Тудомозерская свита
		Медвежьегорская свита
		Янгозерская свита
2400	Сариолий	Селецкая свита
		Вермасская свита
2500	Сумий	Ожиярвинская свита
		Тунгудская свита
		Окуневская свита

Кратко суммируем основные данные по геохронологии людиковия Карелии. Для долеритов, секущих породы заонежского комплекса, получены датировки 1919 ± 18 млн лет (SIMS, $n=12$, MSWD=0.18) [Priyatkina et al., 2014] и 1956 ± 5 млн лет (SIMS; $n=9$; MSWD=0.18) [Stepanova et al., 2014], для высокоуглеродистых оса-

дочных пород заонежского разреза Re-Os возраст равен 2.05 млрд лет [Hannah et al., 2008], цирконометрия вулканитов заонежского комплекса позволила получить датировки 1982 ± 4.5 и 1961.6 ± 5.1 млн лет (ID-TIMS) [Martin et al., 2015]. Суйсарские комплексы имеют следующие датировки: Re-Os изохронна (по породе: перидотиты, габбро и минеральным фракциям ильменита и ульвошпинели дает значение – 1969 ± 18 млн лет; габброиды с привлечением данных по клинопироксену дают Sm-Nd изохрону – 1988 ± 34 млн лет (MSWD=1.84 $n=13$) и Pb-Pb возраст по породе и монофракциям (клинопироксена и плагиоклаза) 1985 ± 57 млн лет (MSWD=3.0; $n=18$) [Puchtel et al., 1998; 1999].

В ходе данной экскурсии представляется возможность познакомиться с палеопротерозойскими породами ассоциациями людиковского и ятулийского комплексов Онежской структуры. Экскурсия проходит по трассе Р-21 «Кола» (М-18) и Р-15.

Важно отметить, что данный маршрут проходит по классическим для геологии России и Карелии местам, где в июне-июле 1856 года академик Григорий Петрович Гельмерсен – первый директор Геологического комитета России совершал свое первое путешествие по Олонецкой губернии с целью посещения важнейших старых рудников и выявление перспектив их возможного использования, а также составление геогностической карты Олонецкого горного округа, центром которого являлся г.Петрозаводск.

Объект 1–2 (ст. Шуйская)

Возвышенность на станции Шуйская и наблюдаемая с нее гора Большая Ваара, находящаяся на противоположном берегу Петрозаводской губы Онежского озера, сложены агломератовыми туфами плагиоклазовых, пироксен-плагиоклазовых базальтов суйсарского вулканического комплекса с возрастом ~ 1.95 млрд лет. Эти породы так же известны под названием «соломенские брекчии» и с начала XVIII века использовались в архитектуре, в частности в облицовке внутренних помещений Исаакиевского собора в Петербурге.

С возвышенности открывается вид на равнину (рис.1), представляющую собой древнее дно Онежского озера (включающее котловину приледникового Шуйского озера) в период между 11 и 6 тыс. лет назад, в это время береговая линия озера была выше современной на 35–44 м. Вдали видны контуры петрозаводской губы Онежского озера и часть Логмозера. После отступления ледника с территории Петрозаводской губы около 11 700 лет назад объединились два обширных приледниковых озера – Шуйское, располагавшееся в долине р.Шуя, и Онежское, занимавшего в то время южную часть современного Онежского озера, долину р.Водла и южное Прионежье. Уровень этого приледникового бассейна находился в районе г. Петрозаводска на современной абсолютной отметке 85 м (уровень Онежского озера в настоящее время 33 м), таким образом большая часть рассматриваемой территории находилась под его холодными водами. Важно отметить что дорога ведущая к 1 объекту проходила по абрадирующая моренной гряде шириной около 450 м и длиной 2 км. Восточный склон гряды, обращенный в сторону древнего Онежского озера, усеян валунами, вымытыми из морены. Средний размер валунов около 40–50 см в диаметре, встречаются валуны до 1–1.5 м в поперечнике. Под почвенно-растительным слоем наблюдаются линзы пережитого песка, мощностью до 10–15 см. Ниже залегает песчаная, довольно рыхлая серовато-желтая морена мощностью около 60 см. Ниже – горизонт очень плотной супесчаной морены серого цвета. В восточном направлении шtrand переходит в заболоченную озерно-ледниковую равнину, сложенную ленточными глинами. Бровка шtrandа находится на абс. отметке 44 м, тыловой шов (урез воды) – 35 м. Судя по абсолютным отметкам, формирование шtrandа происходило примерно с середины атлантического до начала субатлантического времени голоцена (6,5–2.7 тысяч лет назад). При общей тенденции к понижению уровень Онежского озера значительно колебался – атлантическая регрессия водоема сменялась кратковременной трансгрессией в суббореале. Формирование ледниковых отложений во многом обусловило современный рельеф территории и дискретную обнаженность докембрийских комплексов.

Агломератовые туфы, формирующие возвышенность на ст.Шуйская (**объект 1**), представлены плагиоклазовыми, пироксен-плагиоклазовыми базальтами, содержащими большое количество обломков с рваными, остроугольными формами и реже окатанными обломками сцементированными мелкодробленным материалом того же состава (табл. 1). Мощность толщи туфового материала на данном участке составляет около 30м. Вкрапленники в них представлены клинопироксеном (размер до 2 мм по удлинению), имеют слабо выраженную зональность и веерообразные структуры погасания. Вторая разновидность вкрапленников представлена псевдоморфно замещенными (пластинчатыми зернами серпентина) крупными ромбовидными кристаллами, возможно оливином. Основная масса породы сложена мелкими лейстовидными зернами клинопироксена и располагающимся между ними вулканическим стеклом.

Продолжение осмотра суйсарского комплекса в дорожных выемках на стыковке дорог Р-21 «Кола» и Р-15 (поворот на п.Гирвас). На данном участке (**объект 2**) пирокластический ансамбль сформирован чередованием мелкозернистых туфов с горизонтами агломератов и крупных бомбовых туфов (рис.2).

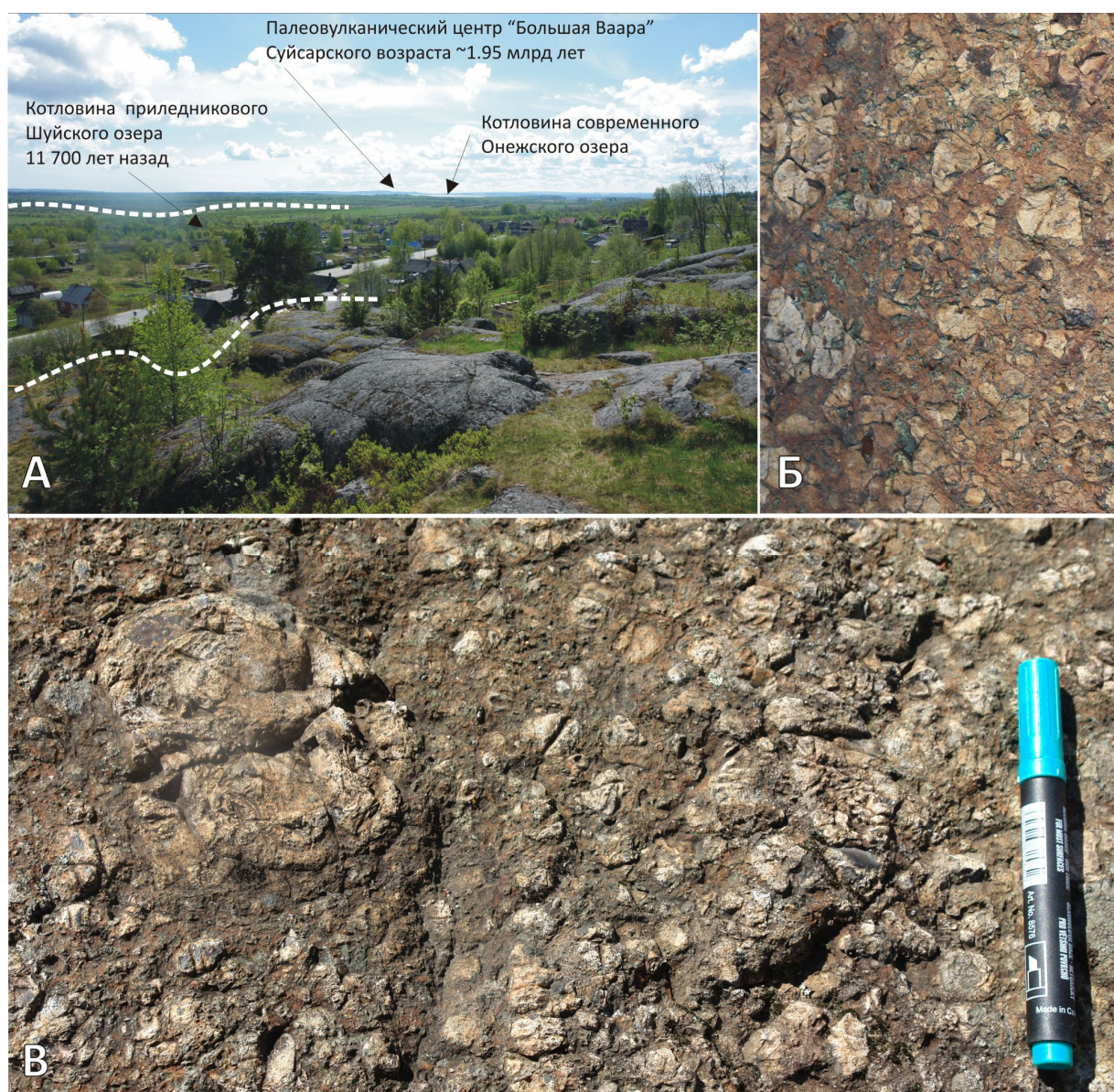


Рис. 1. Вид с вершины холма на ст.Шуйская (А) и породные литотипы вулканогенных пород суйсарского комплекса (Б – агломеративные туфы, В – единичные бомбы в агломеративных туфах)

В дорожных выемках представлены выходы агломератовой толщи, содержащей прослойки туфого материала разной размерности. На данном участке широко развиты бомбовые туфы (размер бомб от 10–15 см до 150 см по длинной оси) часто «расплюснутые», имеющие облик лепешек. Бомбы имеют или тонкие зоны закалки или наоборот, мощные (до 3 см), отражающие существующую смену условий извержения и разницу между температурами матрикса и вулканического взрывного бомбового материала. В отдельных бомбах встречаются внутренние полости, содержащие раскристаллизованный кварц-карбонатный материал.

Вулканические бомбы характеризуются высокой степенью сохранности и сформированы тонкозернистым клинопироксен-порфировым базальтом с небольшим количеством мелких идиоморфных зерен клинопироксена и единичными крупными зернами замещенного оливина в тонкозернистом субстрате с реликтами вулканического стекла. Матрикс бомбовых и агломеративных туфов выполнен туфобрекцией, которая, представляет собой «слипшиеся» обломки неправильной формы, сложенные преимущественно тонкозернистыми пироксен-порфировыми стекловатыми базальтами. Обломки имеют зональное строение, при этом краевые их части всегда более светлые (более измененные) чем центральные. В некоторых случаях центральные части «обломков» сложены зернистыми халцедоном и альбитом, в большинстве случаев – стекловатым мелкопорфировым мафическим материалом. Объем вещества «цементирующего» обломки невелик, по морфологиче-

ским особенностям и составу цемент делится на 2 группы: 1) существенно хлоритовый, порой скрытокристаллические; 2) лейкократовый зернистый, сложенный халцедоном, альбитом, реже карбонатом. Агломератовые туфы по трещинным зонам интенсивно проработаны, в отдельных пустотах и на дислокационных поверхностях формируются карбонатные пленки, реже крупные до 0.2 на 1 м карбонатные гнезда.



Рис. 2. Породные литотипы агломератовой толщи суйсарского комплекса (дорожная выработка, поворот на п.Гирвас).

А – линзообразные, сплюснутые бомбы в агломератовом цементе; **Б** – зона заделки у крупной вулканической бомбы; **В** – характер локальной стратификации пирокластической толщи (смена слоев тонких, агломератовых и бомбовых туфов)

По химическому составу обломки и матрикс очень близки и варьируют от базальтов нормальной щелочности до трахиандезибазальтов, при этом содержание $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ в цементе несколько ниже, чем в обломках (**рис. 3**). Эти умеренно-магнезиальные базиты с содержанием MgO 5.7–7.2 вес. % характеризуются умеренными содержаниями $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ (10.7–12.3 вес. %) и Al_2O_3 (13.3–14.8 вес.%) и довольно высокими содержаниями TiO_2 (1.48–1.92). Характерная особенность и обломков и цемента – обогащение LIL-элементами, прежде всего, Ва, содержание которого в обломках достигает 1500 ppm) (**табл. 1, рис. 3**).

Агломератовые туфы суйсария характеризуются обогащением высокочargedными элементами, прежде всего, Nb и Ti, что проявлено в формировании положительных аномалий на мультиэлементных диаграммах (рис. 3) и отражает, с одной стороны, отсутствие контаминации кислым коровым веществом, а с другой стороны, свидетельствует об обогащенной плюмовой природе мантийного источника расплавов.

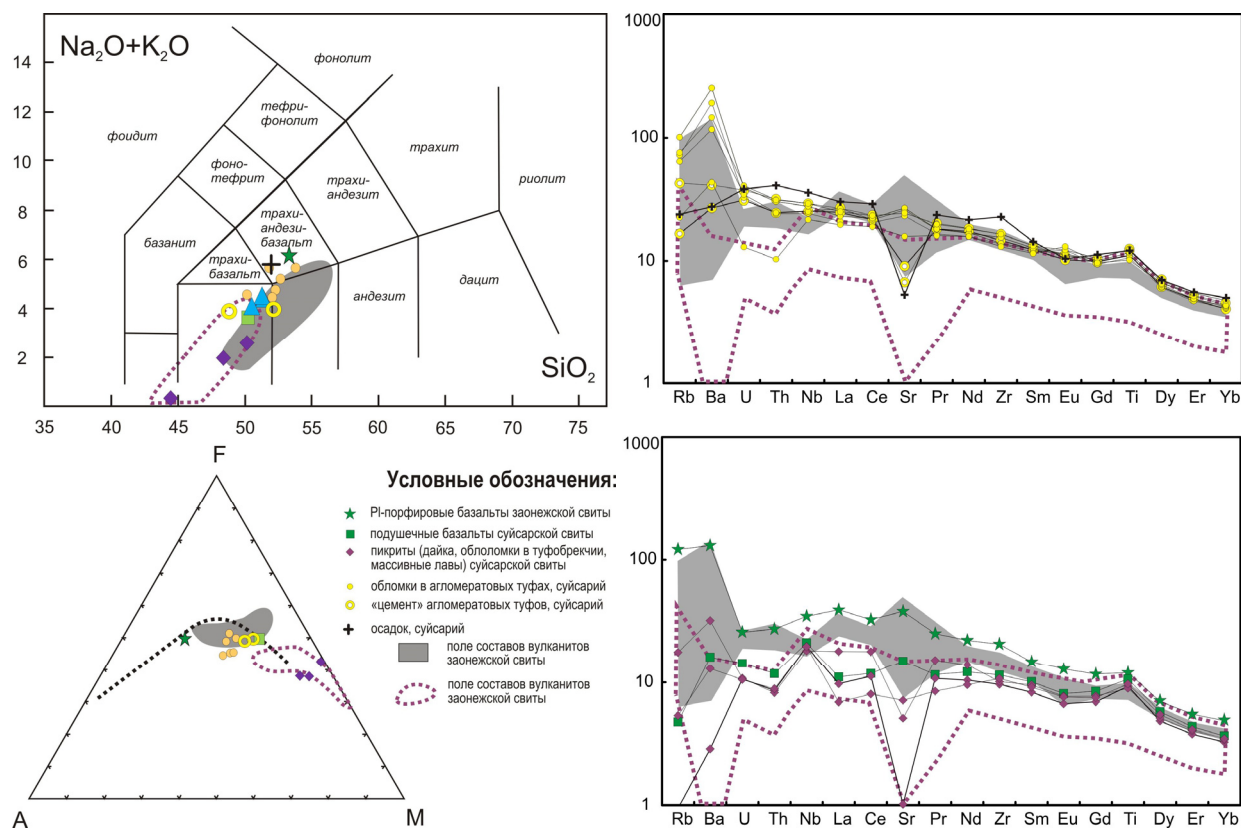


Рис. 3. Обобщенная геохимическая характеристика пород суйсарской и заонежской свит.

Мультиэлементные диаграммы нормированы на состав примитивной мантии [Wenderpohl, Hartman, 1994].

Таблица 1. Химический состав породных литотипов заонежского и суйсарского комплексов Центральной Карелии

Проба	SV-02	SV-03	SV-03a	SV-04	SV-05	SV-06	SV-07	SV-08	SV-09	SV-10	SV-11	SV-12	SV-13	SV-14
Свита	Su	Su	Su	Su	Su	Su	Su	Zn	Su	Zn	Zn	Su	Su	Su
Объект	1	1	1	1	1	2	2	3	3	4	4	4	4	6
Порода	АФ	БТ	БТ	БТ	МБ	ТМБ	АФ	ППБ	Д	ЦПЛ	ТТ	АФ	МЛ	АФ
SiO ₂	48.60	51.54	51.10	52.76	49.94	45.92	50.50	52.22	41.82	48.88	49.66	47.44	45.90	51.60
TiO ₂	1.86	1.68	1.64	1.65	1.59	1.72	1.73	1.59	1.45	1.60	1.59	1.48	1.39	1.45
Al ₂ O ₃	14.79	13.59	13.62	13.35	13.78	15.12	14.08	17.56	10.07	11.55	15.99	10.58	10.38	14.27
Fe ₂ O ₃	12.32	11.07	11.91	10.70	11.76	13.02	11.74	9.86	14.47	13.63	13.24	11.74	12.17	11.33
MnO	0.20	0.21	0.22	0.18	0.18	0.15	0.16	0.12	0.20	0.19	0.14	0.16	0.17	0.19
MgO	6.71	5.70	5.76	6.37	7.12	8.21	7.19	2.98	17.33	8.93	6.18	14.74	16.11	7.12
CaO	7.61	9.78	9.14	7.22	7.36	5.95	6.25	7.22	8.18	8.70	2.90	5.73	6.62	6.62
Na ₂ O	2.11	2.47	2.27	2.67	3.35	2.58	3.80	2.92	0.29	3.42	4.92	2.24	1.29	4.41
K ₂ O	2.33	2.24	2.12	2.90	0.47	1.08	1.73	3.12	0.01	0.13	0.64	0.21	0.58	0.71
P ₂ O ₅	0.33	0.26	0.35	0.26	0.22	0.22	0.25	0.33	0.21	0.23	0.27	0.22	0.20	0.25
H ₂ O	0.28	0.18	0.36	0.51	0.78	0.94	0.33	0.23	0.56	0.35	0.86	0.80	0.51	0.21
LOI	3.37	1.89	2.02	2.09	3.79	5.50	2.91	2.40	6.17	3.14	4.38	5.39	5.80	2.69
Сумма	100.51	100.61	100.51	100.66	100.33	100.42	100.67	100.55	100.76	100.76	100.77	100.73	101.12	100.85
Li	31.59	13.04	7.79	19.06	23.15	29.68	24.29	12.26	50.71	19.74	20.99	29.62	30.18	17.82
Be	0.92	0.67	0.95	1.07	0.70	0.84	0.89	1.53	0.69	<PO	1.40	0.52	0.52	0.97
Sc	27.3	25.9	26.4	25.9	27.0	27.2	28.0	18.2	24.0	30.8	23.5	26.9	23.8	27.3
V	293	268	282	285	278	291	296	234	268	285	250	261	244	272
Cr	219	284	214	193	268	173	163	51	1465	279	213	1037	1077	229
Co	42.4	37.0	35.4	36.3	40.6	49.5	41.0	33.4	83.8	48.5	43.6	61.9	66.5	41.0
Ni	159	147	109	128	135	138	119	83.1	1127	130	166	605	800	87.7
Cu	130	111	178	196	142	62.6	95.8	177	65.6	78.4	76.4	90.6	73.3	64.0

Zn	97.1	77.5	88.5	78.0	126	146	96.9	117	126	99.6	131	104	94.7	118
Ga	20.5	16.2	16.6	19.0	16.4	20.1	19.1	24.4	11.1	10.8	20.88	8.20	8.97	11.2
Rb	48.6	38.7	34.4	54.0	8.94	22.9	40.6	64.8	0.506	2.54	12.8	2.86	9.50	12.1
Sr	507	423	473	491	165	122	448	695	18.5	273	96.3	130	92.6	288
Y	20.2	18.6	19.0	19.2	18.6	21.1	20.3	21.7	14.1	16.5	21.1	15.5	14.3	20.4
Zr	153	133	135	151	143	160	161	201	93.5	112	221	104	98.3	127
Nb	17.9	15.1	15.6	17.2	15.7	18.1	18.1	21.5	12.2	13.1	22.1	12.2	11.3	13.4
Cs	0.79	0.96	1.13	0.84	0.26	0.43	0.44	0.43	0.04	0.12	0.87	0.06	0.11	0.16
Ba	1190	1157	705	1527	163	251	882	785	17.3	97.7	166	78.5	194	264
La	15.0	12.9	16.4	14.2	15.2	16.5	15.5	24.1	5.97	6.79	18.51	4.23	11.1	12.1
Ce	36.0	32.9	34.7	35.7	34.6	37.7	37.5	52.5	18.0	19.0	46.3	12.9	28.7	30.4
Pr	4.54	4.02	4.38	4.40	4.40	4.91	4.82	6.09	2.61	2.80	5.71	2.05	3.69	3.88
Nd	21.1	18.8	20.2	20.0	20.8	21.9	21.7	26.4	12.4	14.5	25.6	11.3	16.6	18.8
Sm	5.14	4.58	4.80	4.91	4.76	5.14	5.14	5.73	3.20	3.90	5.51	3.52	3.67	4.45
Eu	1.86	1.78	1.63	1.67	1.49	1.62	1.79	1.88	0.97	1.18	1.51	1.11	1.12	1.91
Gd	5.35	4.83	5.02	5.17	5.08	5.36	5.41	5.98	3.54	4.33	5.75	3.84	3.95	4.95
Tb	0.74	0.72	0.74	0.73	0.74	0.80	0.77	0.82	0.54	0.64	0.82	0.61	0.59	0.71
Dy	4.20	3.88	3.94	4.08	3.97	4.44	4.27	4.45	3.08	3.67	4.44	3.47	3.25	4.18
Ho	0.781	0.735	0.764	0.733	0.760	0.811	0.793	0.842	0.585	0.688	0.836	0.631	0.591	0.824
Er	2.13	1.97	2.05	2.05	2.02	2.19	2.17	2.29	1.57	1.81	2.32	1.72	1.67	2.28
Tm	0.276	0.257	0.264	0.274	0.264	0.283	0.278	0.287	0.209	0.239	0.292	0.218	0.209	0.310
Yb	1.83	1.71	1.74	1.78	1.69	1.88	1.81	2.01	1.35	1.51	2.07	1.43	1.41	1.98
Lu	0.252	0.237	0.241	0.251	0.236	0.249	0.256	0.287	0.190	0.206	0.285	0.202	0.199	0.273
Hf	3.83	3.34	3.47	3.74	3.41	3.99	3.98	4.68	2.46	2.92	5.22	2.67	2.59	3.37
Ta	1.21	0.974	0.969	1.01	0.946	1.10	1.03	1.11	0.773	0.798	1.20	0.730	0.722	0.78
Tl	0.415	0.404	0.374	0.472	0.118	0.233	0.327	0.517	0.050	0.059	0.139	0.067	0.104	0.104
Pb	3.74	3.17	7.03	3.27	3.16	3.65	3.09	4.13	1.82	2.31	5.53	1.56	1.66	2.07
Th	2.51	1.97	2.01	2.47	2.00	2.59	2.55	2.23	0.698	0.959	3.33	0.720	0.669	0.840
U	0.790	0.664	0.705	0.797	0.635	0.765	0.832	0.526	0.216	0.292	0.776	0.213	0.219	0.264

Примечание: Свиты – Су – суйсарская свита, Zn – заонежская свита. ППБ – Плагипорфировые андезибазальты (Zn), ЦПЛ – центр подушки в лавовом потоке, ТТ – тонкие туфы, туффиты, МБ – матрикс лавобрекчий, ТМБ – тонкозернистый матрикс туфобрекчий, АФ – крупный обломок в агломератовом туфе, БТ – крупная бомба в туфовом материале, Д – центральная часть дайки, МЛ – массивные лавы

Объект 3 (д. Шуйская Чупа)

На участке Шуйская Чупа (берег оз.Кончезеро) обнажаются подстилающие суйсарскую свиту образования, представленные верхней пачкой заонежской свиты, где наблюдается переслаивание нескольких лавовых потоков мощностью до 10 м андезибазальтов, трахиандезибазальтов, реже базальтов с туфогенно-осадочными породами, в которых встречаются линзы углеродсодержащих пород.

Своеобразным маркером этой пачки является покров мощностью около 10 м плагиифировых трахиандезибазальтов, который обнажается на СЗ окраины дер. Шуйская Чупа приблизительно в 100 м от берега оз.Кончезеро. Примечательной его особенностью являются наличие порфировых вкрапленников плагиоклаза, составляющие до 30–40% объема породы. Вкрапленники пластинчатой формы достигают размеров 2–3 см при толщине до 0,5 см. Плагиоклаз крупных вкрапленников полностью замещен – хлоритом или пелитизирован, в породе присутствуют так же вкрапленники клинопироксена. Основная масса породы сложена амфиболитизированным клинопироксеном, альбитизированным плагиоклазом и продуктами изменения вулканического стекла. В породах присутствует довольно значительное количество (до 5%) поздних сульфидов. В кровельной части лавового потока наблюдаются миндалекаменные и подушечные текстуры, а также краснокаменные изменения. Химический состав приведен в табл. 1, 2. По химическому составу PI-порфировые породы отвечают трахиандезибазальтам (рис. 3). Эти низкомагнезиальные породы ($MgO=3.04$ вес.%) характеризуются высоким содержанием Al_2O_3 (17.5 вес.%). Характерная особенность этих базальтов – обогащение LIL-элементами, слабое обогащение высокочargedными элементами и дифференцированный характер распределения REE (рис. 3).

На участке Шуйская Чупа выше описанного покрова в переслаивании с туфогенно-осадочными породами установлено еще 3 лавовых покрова заонежской свиты.

Опорный разрез вышележащей суйсарской свиты мощностью 389 м района Кончезера-Укшезеро (Кончезерская вулканическая зона) установлен по керну скв. 5, пробуренной Карельской ГЭ в 420 м к ЮВ от оз.Ангозеро. В этом разрезе В.С. Куликовым, Б.С. Лавровым (1999) выделены 5 пачек вулканогенных пород, различающихся по химическому составу (снизу вверх): первая – базальтовая (< 9% MgO), вторая – мелабазальтовая (9–14% MgO) – пикробазальтовая (14–24% MgO), третья – базальтовая (с единичными потоками андезибазальтов и трахиандезибазальтов), четвертая – мелабазальт-пикробазальтовая, пятая – мелабазальтовая.

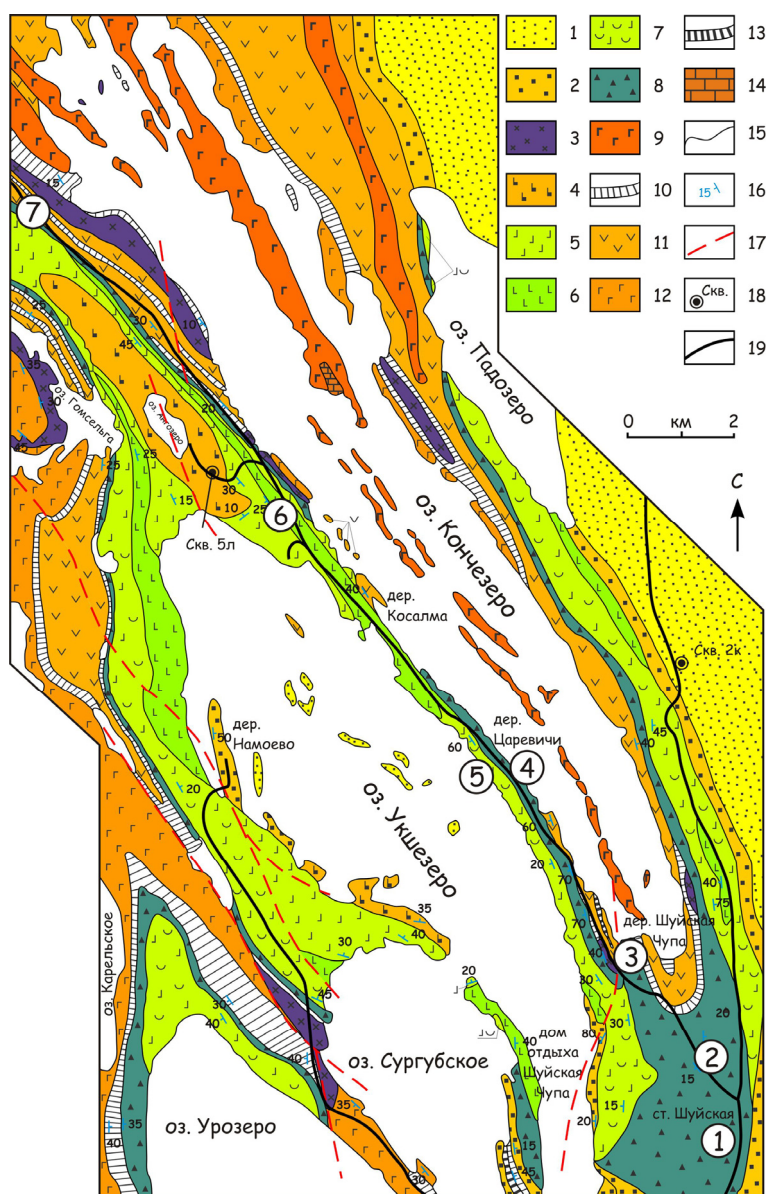


Рис. 4. Схема геологического строения района озер Кончезеро – Укшезеро (по В.С. Куликову, Б.С. Лаврову [Путеводитель геологических...2000; Куликов и др., 1999]).

Карельский комплекс (палеопротерозой). Калевийский надгоризонт. Падосская свита: 1 – вторая пачка – ритмичное чередование аркозовых и полевошпат-кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов; в основании пачки – кварцевые песчаники; 2 – первая пачка – ритмичное чередование слоев алевролитов и аргиллитов с единичными прослоями кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников; в основании пачки – мелкогалечные конгломераты и грубозернистые кварцевые песчаники с кремнисто-гематитовыми линзовидными прослоями, залегающими на коре выветривания. Людиковский надгоризонт. 3 – субвулканические образования суйсарского пикрит-базальтового комплекса (а – меладолериты, габбро-долериты; б – перидотиты, пикриты). Суйсарская свита: 4 – пятая пачка – переслаивание лавовых потоков массивных авгитовых мелабазальтов, лавобрекчий, частью миндалекаменных, туфов и единичных потоков базальтов; 5 – четвертая пачка – переслаивание лавовых потоков массивных, частью миндалекаменных пикробазальтов, их лаво- и туфобрекчий с редкими потоками мелабазальтов, их лавобрекчий и прослоями туфов пикро- и мелабазальтов; 6 – третья пачка – переслаивание лавовых потоков плагиоавгитовых массивных, частью миндалекаменных, их лавобрекчий с единичными потоками плагиоавгитовых андези- и трахибазальтов; 7 – вторая пачка – переслаивание туфов и туфитов базальтовых и пикробазальтовых с лавами (редкие потоки) пикробазальтов; 8 – первая пачка – переслаивание базальтовых туфитов, туфов с единичными потоками базальтов; в основании пачки – туфоконгломераты, мелкогалечные конгломераты, гравелиты; 9 – субвулканические силловые образования заонежского комплекса (габбро-долериты, долериты). Заонежская свита: 10 – переслаивание туфов и туфитов натровых трахиандезибазальтов, трахиандезибазальтов, трахибазальтов и базальтов; туфопесчаников и туфоалевролитов, граувакковых вулканомитовых песчаников и алевролитов, шунгитовых пород; 11 – лавы андезибазальтов и трахиандезибазальтов массивных, частью миндалекаменных; 12 – лавы базальтов массивных, частью миндалекаменных и вариолитовых; 13 – лавы серийно-порфировых андезибазальтов. Ятулийский надгоризонт. Туломозерская свита: 14 – доломиты, известняки, песчаники; 15 – геологические границы пачек наблюдаемые и предполагаемые; 16 – залегающие слоистости и напластование лавовых потоков; 17 – разрывные нарушения установленные; 18 – опорные буровые скважины и их номера; 19 – основные автодороги.

Участникам экскурсии представляется возможность ознакомиться с породами, слагающими первую (дер.Шуйская Чупа) и вторую (дер.Царевичи) пачки (рис.4).

На первом участке у юго-западной обочины автодороги Петрозаводск – Гирвас залегает т.н. переходная пачка туфогенно-осадочных образований, в которой встречен горизонт (0,5–1,5 м) со слоями (2–3) грубообломочных пород (конгломераты, гравелиты). Обломочный материал в них представлен в основном вулканитами и осадками заонежской свиты (плагиобазальты, андезибазальты, шунгиты и др.) Данный горизонт В.С.Куликовым принимается за базальный слой суйсарской свиты. Аналогичные по составу псефиты установлены в основании суйсарской свиты в опорной скважине № 5, а также на других участках развития первой пачки свиты (п.Соломенное, аэродром «Пески», оз.Карельское, оз.Сургубское, дер.Тернаволок, о.Суйсарь и др.).

Разрез первой пачки суйсарской свиты характеризуется фациальной изменчивостью по площади. На участке Шуйская Чупа данная пачка представлена туффитами основного состава (0,5–15 м) и туфами (брекчиями) афировых базальтов (более 20 м), которые можно наблюдать выше базальных конгломератов суйсарской свиты по склону гряды, тянущейся на СЗ вдоль автодороги Петрозаводск – Гирвас. Падение пород на ЮЗ под углами 45–80°.

Объект 4–5 (д. Царевичи)

Вторая пачка суйсарской свиты наиболее полно представлена на участке Царевичи, где ее мощность составляет более 100 м и она слагает практически весь перешеек между озерами Кончезеро – Укшезеро. Название Царевичи связано с Петром I, который при своих поездках из Петербурга на курорт «Марциальные воды», делал здесь остановки для краткого отдыха. В честь этого события у северной обочины дороги установлена часовня (рис.5).

Низы пачки представлены тремя потоками авгитовых мелабазальтов (9–13% MgO), переслаивающихся с аналогичными туфами, которые обнажаются на кончезерской стороне перешейка.

Объект 4 (д.Царевичи, берег оз.Кончезеро). На остановке перед д.Царевичи обнажаются агломератовые туфы в контакте с подушечными лавами базальтов с небольшими (до 1м) горизонтами (линзами) туфов-туффитов (рис.5, табл.2). Вулканогенно-осадочные породы формируют тонкую слоистую серию мощностью до 1 м с четко выраженной градиционной слоистостью. Породы сформированы мелкими зернами угловатыми, неокатанными, представленными кварцем, плагиоклазом, клинопироксеном. В меланократовых прослоях резко увеличивается количество цемента.

Агломераты секутся дайкой пикритового состава мощностью около 0.8 м. Породы дайки представлены меланократовыми оливин-клинопироксен порфировыми базитами. В породе сохранились крупные реликтные зерна оливина, замещенные тонкозернистым агрегатом (хлоритом), клинопироксен вкрапленников отлично сохранился. В тонкозернистой основной массе преобладают мелкие лейсты клинопироксена, мелкие псевдоморфозы оливина сцементированные вулканическим стеклом.

Объект 5 (д.Царевичи, берег оз.Укшезеро). Укшезерская сторона перешейка образована несколькими слоями туфов, пикробазальтов и маломощными (до 3–5 м) потоками массивных пикробазальтов. Породы падают на ЮЗ под углами 40–60°.

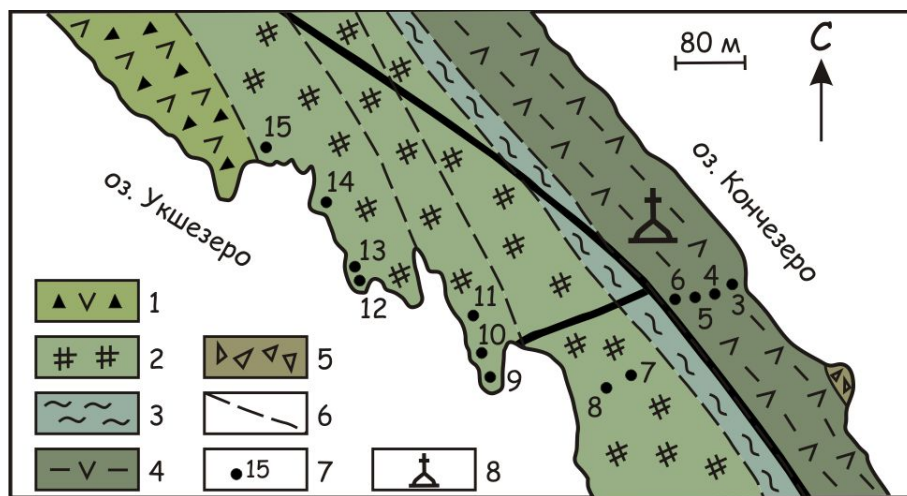


Рис. 5. Схема геологического строения участка д. Царевичи (2 пачка суйсарской свиты).

Условные обозначения: 1 – плагиопироксеновые базальты и их брекчии; 2 – пикробазальты и их брекчии; 3 – туфиты; 4 – мелабазальты и их брекчии; 5 – туфы базальтов; 6 – геологические границы; 7 – номера проб (табл.1); 8 – часовня

Таблица 2. Химический состав породных литотипов суйсарского комплекса района д.Шуйская Чупа – д.Царевичи (положение проб показано на рис.5)

Проба	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	53.18	53.60	48.56	51.90	47.18	48.10	45.65	44.39	50.16	44.26	41.31	46.97	46.82	46.04	52.04
TiO ₂	1.70	1.50	1.73	1.70	1.96	1.90	2.05	1.41	1.60	1.45	1.46	1.43	1.01	1.11	1.56
Al ₂ O ₃	16.76	16.13	12.78	11.38	12.67	12.41	8.76	9.12	10.39	10.60	10.12	8.58	7.63	6.01	13.05
Fe ₂ O ₃	3.30	1.90	1.68	2.52	1.22	1.63	3.05	2.38	1.79	1.97	2.36	1.97	2.53	2.05	2.00
FeO	5.75	7.90	8.47	7.62	10.42	9.91	8.86	9.41	8.01	10.06	9.97	9.40	9.19	9.62	9.48
MnO	0.120	0.114	0.175	0.188	0.174	0.175	0.178	0.158	0.124	0.169	0.184	0.157	0.163	0.188	0.114
MgO	3.20	3.51	10.19	8.84	9.99	9.74	16.46	16.29	13.48	16.38	19.93	18.26	19.27	20.61	10.36
CaO	7.14	6.93	7.65	8.09	8.52	8.45	7.45	8.78	5.86	6.93	6.39	6.25	5.77	7.65	1.52
Na ₂ O	3.14	3.56	1.94	4.19	2.33	2.67	0.85	1.00	2.36	1.09	0.43	0.33	0.06	0.08	0.04
K ₂ O	2.74	2.14	1.83	0.06	0.91	0.84	0.47	0.03	0.34	0.35	0.01	0.05	0.01	0.016	3.07
P ₂ O ₅	0.28	0.29	0.26	0.21	0.27	0.24	0.28	0.22	0.19	0.18	0.19	0.19	0.18	0.17	0.26
H ₂ O	0.34	0.18	0.39	0.60	0.17	0.22	1.17	0.77	0.58	0.50	0.66	0.72	0.50	0.50	0.35
LOI	2.35	2.20	4.13	2.40	3.78	3.58	5.67	6.82	4.73	6.04	7.34	6.30	6.74	5.87	6.04
Сумма	100.04	99.95	99.78	99.69	99.59	99.86	100.89	100.70	99.64	99.97	100.35	100.60	99.87	99.91	99.88

Примечание. Дер. Шуйская Чупа: 1–2 – плагиоклазовые порфиновые трахиандезитобазальты; Дер.Царевичи: 3–6 – мелабазальты, 7, 12, 14 – пикробазальты; 13 – пелитовый туф пикробазальтов; 15 – пелитовый туф мелабазальтов.

Пикробазальты характеризуются порфировой структурой с вкрапленниками авгита и оливина, замещенного вторичными минералами, основная масса – афанитовая, сложенная девитрифицированным стеклом с мелкими микролитами клинопироксена, замещенного амфиболом. Эти лавы содержат до 16–19% MgO. (табл. 1, 2). По химическому составу породы лав и туфов близки (табл. 1, 2) сходный состав имеет и дайка пикритов, секущая агломератовые туфы (объект 5). Как и другие высокомагнезиальные породы суйсария (лавы Ангозера, породы Кончезерского перидотит-габбрового силла), пикриты характеризуются высокими содержаниями MgO, низкой щелочностью, и высокими содержаниями TiO₂ (табл. 1, 2, рис.3). Для них характерна деплетированность LIL-элементов (в большинстве случаев), обогащение высокочargedными элементами и дифференцированный характер распределения REE (рис. 3) Взаимоотношения лав и туфов наблюдаются у уреза воды на берегу Укшезера.

Объект 6 (гора «Сампо»)

Гора «Сампо» свое название обрела благодаря съемкам в этих местах в 1960-е годы фильма по мотивам карело-финского эпоса «Калевала», в котором «Сампо» – единственный в своем роде чудо-предмет в карело-финской мифологии, обладающий магической силой, являющийся источником счастья, благополучия и изобилия. Как правило, его представляют в виде мельницы. С горы открывается великолепная панорама лесов и системы островов оз. Кончезера, протянувшегося на 30 км.

Мафиты третьей пачки суйсарской свиты залегают вдоль дороги Петрозаводск-Гирвас на участке Косалма (севернее окраины деревни) и горе Сампо, где они представлены чередующейся серий лавовых потоков, агломератовых туфов с маломощными прослоями осадочного материала. Породы обломков в агломератовых туфах представлены клинопироксен-плагиоклазовыми базальтами, в которых вкрапленники выполнены клинопироксеном и плагиоклазом, размером до 2 мм по удлинению, количественные соотношения клинопироксена и плагиоклаза во вкрапленниках примерно равные. Основная масса породы – стекловатая, девитрифицированная.

Четвертая и пятая пачки свиты обнажаются вдоль отворота дороги на оз.Ангозеро (4 км к северу от д.Косалмы), где они слагают ядро Укшезерской синклинали с субгоризонтальным залеганием пород.

Объект 7 (поворот на д. Кончезеро)

После переезда участники экскурсии прибывают в район поворота дороги на Кончезеро для ознакомления с породами Кончезерского перидотитового массива – интрузивного аналога суйсарских вулканических образований. Перидотитовое тело пластово-секущее, мощностью от первых десятков метров на выклинивании до 100–200 м в центральных частях массива. Для интрузии характерно наличие зон закалок в непосредственных контактах, эндоконтактовых пикритовых оторочек в кровле и подошве и асимметрия внутреннего строения.

Знакомство с разрезом Кончезерского массива проводится в зоне дробления и брекчирования вмещающих пород, где пластообразная форма тела сменяется секущей с весьма сложными контурами в плане (рис. 6). Химические составы пород по разрезу приведены в табл. 3.

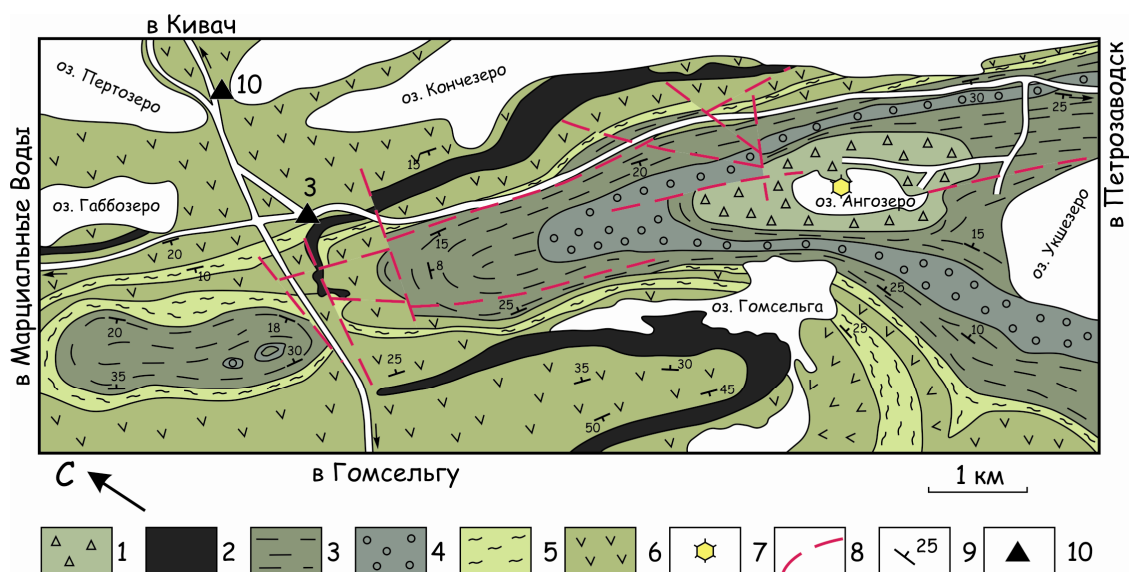


Рис. 6. Кончезерский перидотитовый силл по [Куликов и др., 1976].

1 – пироксеновые мелабазальты; 2 – перидотиты и пикриты; 3 – мелабазальты и пикритовые базальты с прослоями туфов и туффитов; 4 – пироксен-оливиновые пикробазальты; 5 – туфы, туффиты, кремнисто-глинистые сланцы; 6 – базальты переслаивающиеся с горизонтами туфогенно-осадочных пород; 7 – предполагаемый некк Ангозерского маара; 8 – разломы; 9 – слоистость; 10 – реликты Кончезерского завода

Таблица 3. Химические составы пород Кончезерского перидотитового массива

Проба	9111	9112	9112/3	9112/1	9112/2
SiO ₂	43.9	44	43.9	50.3	49.3
TiO ₂	0.84	0.8	0.84	1.95	1.91
Al ₂ O ₃	4.82	4.79	4.68	14.1	14
Fe ₂ O ₃	14	13.8	14.3	9.71	10.1
MnO	0.18	0.18	0.19	0.2	0.2
MgO	29.6	29.5	29.3	8.98	8.4
CaO	6.35	6.64	6.42	11.2	12
Na ₂ O	0.15	0.14	0.21	3.19	3.46
K ₂ O	0.07	0.08	0.07	0.23	0.3
P ₂ O ₅	0.05	0.05	0.05	0.15	0.18
H ₂ O					
LOI	7.42	7.29	7.95	3.54	3.37
Сумма	100.69	100.75	100.80	99.37	100.71
Sc	21	22.3	22.4	30.3	32.5
V	150	144	162	327	316
Cr	2158	2142	2317	464	456
Co	125	120	128	43	43
Ni	1715	1660	1637	225	193
Rb	5.3	4.3	5.4	21.7	5.4
Sr	17	17	20	259	271
Y	9.12	9.31	9.14	21.7	21.5
Zr	49	49	50	117	120
Nb	5.22	5.26	5.53	13	13.3
Ba	8.1	2.1	10	83	87
La	4.37	4.51	4.68	10.8	11.2
Ce	10.3	10.5	11	27.2	27
Nd	6.64	6.92	7.13	17.9	17.7
Sm	1.71	1.84	1.87	4.58	4.54
Eu	0.542	0.611	0.587	1.5	1.52
Gd	1.85	1.93	2	4.74	4.7
Dy	1.65	1.73	1.76	4.18	4.04
Er	0.856	0.897	0.905	2.06	2
Yb	0.712	0.761	0.768	1.72	1.68
Au	1.31	1.31	1.33	2.83	2.9
Hg	0.32	0.343	0.361	0.737	0.749
Pb	0.776	0.751	0.796	1.97	2.04
Th	0.356	0.29	0.355	0.818	0.83
U	0.099	0.107	0.098	0.217	0.22

Примечание: заимствовано из работы [Puchtel et al., 1998].

В 60 м южнее дороги в расчистке, хорошо виден на протяжении до 20 м непосредственный контакт массива, почти под прямым углом пересекающий пологозалегающие туфогенно-осадочные породы. В плане линия контакта извилистая, плоскость имеет крутое падение. В строении эндоконтактовой зоны массива выделяется собственно зона закалки в непосредственном контакте и сменяющая ее зона пикритов. Зона закалки мощностью 4–6 см представлена метаморфизованным мелабазальтом с незначительным содержанием (10–12%) кристаллической фазы. Последняя представлена мелкими зональными и сдвойникованными изометричными и пластинчатыми кристаллами клинопироксена ряда авгита и пластинчатого плагиоклаза. Основная масса слабо раскристаллизована и представлена агрегатом мельчайших кристаллов плагиоклаза, клинопироксена и бурого хлорита. В зоне закалки отмечаются многочисленные ксенолиты вмещающих пород размером от 1 мм до 1 см. Ороговикование ксенолитов выражено в появлении по их периферии мелких кристаллов клинопироксена.

Зона закалки постепенно переходит в метаморфизованную зону пикритов мощностью до 10–15 см. Этот переход сопровождается резким увеличением содержания вкрапленников пироксена, плагиоклаза и появлением хлоритовых и серпентин-хлоритовых и серпентиновых псевдоморфоз по вкрапленникам оливина. Содержание вкрапленников увеличивается от 5–12 до 25–30%, а первично-стекловатая масса постепенно переходит в мелко- и среднезернистую. Пикритовая зона насыщена ксенолитами вмещающих пород размером от мельчайших обломков до крупных глыб, ориентированных параллельно контакту. Изредка встречаются ксенолиты инородных пород (габброидов), принесенных магмой с более глубоких горизонтов. Ксенолиты по периферии слабо ороговикованы. В зоне пикритов встречаются многочисленные и более поздние прожилки мелабазальтов, пересекающие зону закалки и выходящие во вмещающие породы. Эндоконтактовые пикриты за счет довольно быстрого увеличения содержания оливина (серпентинитовые псевдоморфозы) переходят в серпентиниты по верлитам. Внутреннее строение перидотитовой зоны неоднородно. Сразу же после пикритов следует 40–60-метровая кумулятивная зона, обогащенная крупными (4–5 мм) порфиrowыми корродированными зернами оливина, реже идиоморфного клинопироксена. По направлению к кровле массива содержание оливина и размер его зерен уменьшаются, типичны бластопойкилитовые структуры, где мелкие зерна оливина (14–16% Fa) пойкилитически включены в крупные кристаллы клинопироксена, появляется хлоритизированный плагиоклаз и биотит. Висячем боку сила появляется линза габброидов (табл. 5), а затем они сменяются метаморфизованными пикритами. Возраст пород Кончезерского силла (Sm-Nd, минеральная изохрона) составляет 1975 ± 24 млн лет [Puchtel et al., 1998] и хорошо согласуется с геологическими данными [Куликов и др., 1999].

Подводя итог рассмотрению магматических образований заонежского и суйсарского надгоритзонтов, следует отметить, что все изученные к настоящему времени породы имеют ряд общих геохимических характеристик, в том числе, характер распределения высоkozарядных и редкоземельных элементов. Особенности состава этих пород предполагают их генетическое сходство. Дифференцированный характер распределения редкоземельных элементов, обогащение высоkozарядными элементами, присутствие в разрезе высокомагнезальных вулканитов вероятно, являются следствием формирования первичных расплавов в результате плавления глубинного обогащенного (плюмового) источника. Высокие концентрации LIL-элементов позволяют предполагать существенную коровую контаминацию первичных расплавов, однако, отсутствие отрицательной Nb в породах свидетельствует о низком вкладе (или об его отсутствии) архейского гранитного материала в генезис расплавов.

Далее участники экскурсии продолжают свой путь по автомагистрали Петрозаводск-Гирвас в направлении курорта Марциальные Воды, где знакомятся с Музеем Петра I и источниками минерализованных марциальных вод.

Объект 8 (п. Марциальные воды)

Марциальные воды — первый русский курорт, основанный 20 марта 1719 г. Минеральные источники Марциальных вод были открыты приписным крестьянином, рабочим Кончезерского медеплавильного завода Иваном Рябевым в 1714 г. О своем открытии он сообщил директору Олонецких горных заводов Генину, а тот в свою очередь написал об этом Петру I. Петр I поручил придворному врачу лейб-медику Л.Л. Блюментросту произвести в 1717 г. изучение минеральных источников. Около источников были построены придворная церковь и деревянный дворец, для приезжающего сюда в 1719, 1720, 1722 и 1724 гг. вместе со своей семьей Петра I.

Петр I. здесь, на курорте, в 1724 г. отредактировал Указ об учреждении Санкт-Петербургской Академии наук и художеств ныне Российской Академии наук.

Минерализованные воды источников, содержащие большое количество активного двухвалентного железа, были названы после их первого изучения «Марциальными» в честь Марса — бога войны и железа.

По данным А.В. Иешинной марциальные воды относятся к сульфатному типу и формируются в нижней гидрогеохимической подзоне. Минерализация их изменяется от 0,27 до 0,67 г/л, состав — от гидрокарбонатно-сульфатно-магниево-кальциево-железистого до сульфатно-гидрокарбонатно-магниево-железисто-кальциевого

(табл. 4). Концентрация железа составляет 16–87 мг/л. Принадлежность вод к нижней гидрогеохимической подзоне подтверждается как повышенной минерализацией вод, так и составом растворенных газов, в которых отсутствует кислород. При общем газосодержании 60–80 мг/л (повышенном по сравнению с фоном) в них преобладает CO₂ (72–76 об.%) и азот (22–26 об.%). По содержанию активного железа и дебиту марциальные воды занимают одно из первых мест среди железистых вод в России. В лечебных целях эти воды могут применяться при заболеваниях крови, желудка, печени, почек и при болезнях обмена веществ. Кроме марциальных вод, здесь широко распространены лечебные грязи в оз.Габозере. Лечебная грязь обладает противовоспалительным, спазмолитическим, обезболивающим, рассасывающим действием и используется при лечении болезней периферической нервной системы, органов движения, хронических воспалительных заболеваний.

Таблица 4. Химический состав минеральных вод курорта Марциальные воды

Компоненты и показатели	Единица измерений	Скв.1	Скв.2	Скв.3	Скв.4
HCO ₃	мг/л	96,3	122,6	108,6	134,2
SO ₄	То же	80,7	224,8	261,1	343,7
Cl	"	1,0	1,0	1,1	1,1
NO ₃	"	–	–	–	–
F	"	0,2	0,2	0,2	0,2
Na	"	3,0	4,5	4,5	5,5
K	"	2,3	4,6	5,0	5,7
Ca	"	24,0	39,0	34,0	49,0
Mg	"	14,6	44,4	37,7	45,6
Fe ²⁺	"	16,0	31,0	56,0	76,9
Fe ³⁺	"	Следы			
Mn	"	0,4	0,8	1,0	1,0
H ₄ SiO ₄	"	4,0	10,4	16,6	18,6
Минерализация	"	242,5	482	525,8	681,5
H ₂ PO ₄	мкг/л	–	–	35	35
Al	То же	13	30	25	20
Cu	"	9	23	34	47
Zn	"	13	100	72	150
Co	"	2,5	3,7	4,8	10
Sr	"	43	46	72	100
Ni	"	6	46	72	15
Li	"	10	40	20	20
pH	"	6,6	6,4	6,3	6,3

Примечание. Ресурсы и геохимия подземных вод Карелии. Петрозаводск, 1987, 151 с.

С 1964 г. на базе источников марциальных вод и габозерских грязей здесь функционирует бальнеологический санаторий «Марциальные Воды».

Марциальные источники связаны с выходом на поверхность грунтовых самоизливающихся трещинных вод, дренирующих толщу вулканогенно-осадочных пород (черные шунгитсодержащие сланцы, туфосланцы, туфы, базальты массивные и миндалекаменные, габбродолериты), разбитых зоной вертикально падающего разлома, проходящего от оз.Кончезера, вдоль котловины оз.Габозера и далее на северо-запад по юго-западному берегу оз.Мунозера.

Объект 9 (д. Юркостров)

В 500 м к северу от деревни дорога Р-15 проходит по склону моренной гряды, на котором выделяется 3 абразионных и одна (нижняя) аккумулятивная террасы, сформировавшиеся в аллереде. Древний берег Онежского приледникового озера выражен в данном районе в виде террасированного моренного уступа, вытянутого в субмеридиональном направлении на 6–7 км. Абсолютные отметки бровки уступа наиболее высокой террасы колеблются от 90 до 110 м, тылового шва от 70 до 80 м. В аллереде глобальное потепление климата вызвало усиленное таяние ледника, формирование многочисленных озовых гряд и крупных приледниковых бассейнов на территории Карелии. Онежское приледниковое озеро во второй половине аллереда достигает максимальных размеров, превышающих современные на 20%. В северной части Онежского озера его уровень достигал современных абсолютных отметок 100–115 м. В этом же месте, рядом с трассой Р-15, находится крупная глыба сариолийских полимиктовых конгломератов (тиллитов), перенесенная поздневалдайским ледником на юго-восток на 10–12 км от коренных выходов этих пород. Длинная ось этой слабоокатанной глыбы достигает 6 м. Аналогичная глыба диаметром более 2 м привезена и установлена перед фасадом здания ИГ КарНЦ РАН в г.Петрозаводске.

Объект 10, 11, 12 (Гирвас)

Одну из примечательных геологических особенностей территории Карелии составляют многочисленные фрагменты чехла древней ятулийской платформы, в которых до половины объема приходится на лавы, геологически, петрографически и геохимически близкие фанерозойским континентальным плато-базальтам – траппам.

С угловым и стратиграфическим несогласием, с корой химического выветривания в подошве, ятулийские отложения перекрывают породы архейского кристаллического фундамента и сумийско-сариолийские толщи нижнего протерозоя. Разрезы ятулия имеют трёхчленное строение, терригенные и терригенно-карбонатные в основании и вулканогенные в кровле. Данный тип толщ различной мощности трижды повторяется в общем разрезе, соответствуя нижнему, среднему и верхнему ятулию Карелии (по представлениям В.А. Соколова [Геология Карелии, 1978]. При этом в разрезах нижнего ятулия преобладают терригенные осадочные породы, в разрезах среднего ятулия они сочетаются с карбонатами, которые получают наибольшее распространение, в том числе в виде биогерм, в верхней части ятулийского разреза.

Установлено, что вулканогенные толщи венчают регрессивные этапы трансгрессивно-регрессивных циклов осадконакопления в седиментационных бассейнах, что перекликается с данными о проявлении главных фаз вулканизма в молодых трапповых провинциях на фоне восходящих тектонических движений и регрессии моря.

Ятулийские толщи перекрыты осадочными отложениями и лавами людиковия (с которыми мы знакомимся на предыдущих остановках). Длительность ятулийского периода оценивается примерно в 200 млн. лет от 2.30 до 2.08 или от 2.22 до 2.06 млрд лет.

Объект 10. Начало осмотра геологических объектов на территории п.Гирвас начинается с правой стороны дороги, не доезжая до р.Суны, где устанавливаются разобщенные выходы нижнеятулийских светлоокрашенных кварцевых конгломератов, крупнозернистых до гравелитов кварцито-песчаников, протягивающихся в виде полосы, окаймляющей выходы сариолийских конгломератов, параллельно южному борту долины р.Суны. Геохимическое изучение (LA-ICP-MS) кварцевых галек ятулийских полимиктовых конгломератов позволило определить источники терригенного кварцевого материала и его генетические типы: имеющие хемогенное (кварцевые гальки архейских силицитов), гидротермальное и постмагматическое происхождение (источником материала служил жильный кварц и материал кварцевых миндалинов из подстилающих сумийских андезибазальтов) [Светова и др., 2011].

Объект 11. Вышезалегающие нижнеятулийские эффузивы установлены по обе стороны дороги и выходят вдоль всего южного (правого) борта долины р.Суны. (рис. 7).

Лавовый покров нижнеятулийских эффузивов в данном районе имеет мощность около 27м и сложен, главным образом, среднезернистыми роговообманково-плагиоклазовыми базальтовыми порфиритами. В кровле покрова, в зоне миндалекаменных сильно биотитизированных и хлоритизированных базальтов наблюдается многократное чередование «слоев», обогащенных миндалинами со «слоями», лишенными их. Кроме того, на отпрепарированной поверхности кровли данного покрова сохранились останцы хемогенных кремнистых пород (яшмовидных силицитов), имеющих мощность до 5–7 см. В ряде участков кровля потока эродирована, и на ее неровной слабоволнистой поверхности залегают терригенно-осадочные породы среднего ятулия.

Объект 12. Осадочные образования среднего ятулия (описание дано Л.П. Галдобиной) представлены пачкой кварцито-песчаников мощностью около 10 м с прослоями кварцевых конгломератов и гравелитов (рис.8).

1. В непосредственном контакте на базальтах нижнего ятулия налегают мелкогалечные кварцевые конгломераты и гравелиты зеленовато-серой, реже розовато-серой окраски. Гальки средней степени окатанности имеют размер до 2–5 см и представлены белым жильным кварцем. В составе гравийного материала отмечен голубой кварц и розовый полевой шпат. Порода слабой сортировки. Цемент слюдисто-хлоритовый, мощность слоя 1–1,5 м.

2. Выше залегают в ритмичном переслаивании мелкогравийные гравелиты, крупно- и среднезернистые кварцевые песчаники с примесью обломков полевого шпата. Слои-ритмы мощностью 0,15–0,2 м сложены в нижней части гравелитом, а в верхней – песчаниками. Каждый слой представлен одной серией с параллельной косой слоистостью, с единым направлением падения слоев в сериях. Породы серые и зеленовато-серые. Мощность горизонта 2 м.

3. Далее следуют крупно- и среднезернистые песчаники и гравелиты с слойками кремнистой, слюдисто-кремнистой породы в кровле слоя. Мощность слоев 7–12 см. Косая слоистость в мелких сериях параллельная, срезающая. Отмечены слойки S-образной формы. Породы серовато-розового цвета. Мощность горизонта 2 м.

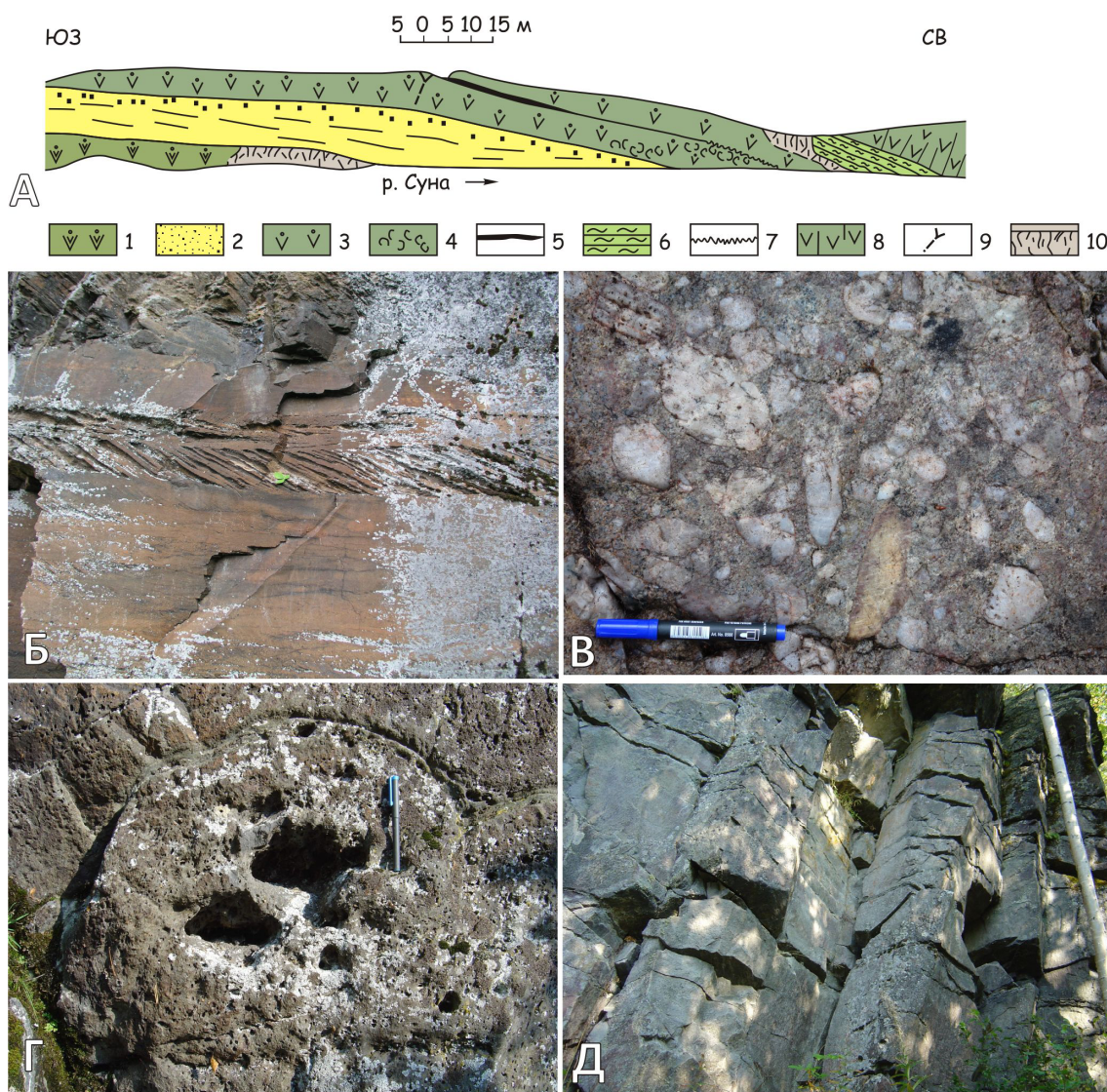


Рис. 7. Геологический разрез по левому берегу каньона р.Суны (пос.Гирвас) и породные литотипы ятулийского разреза.

Условные обозначения рисунка А: Нижний ятулий: 1 – базальты миндалекаменные. Средний ятулий: 2 – кварцевые конгломераты, гравелиты, грубозернистые кварцито-песчаники; 3 – базальты миндалекаменные; 4 – шаровые лавы миндалекаменных базальтов; 5 – линзы яшмовидных силицитов; 6 – туфы, содержащие прослои с лапиллями; 7 – лавовый язык течения в кровле порока; 8 – столбчатая отдельность в лавах; 9 – фумарольный канал; 10 – делювиальные осыпи. Б – породная последовательность осадочных пород среднего ятулия с проявленной косой слоистостью; В – Кварцевые конгломераты среднего ятулия; Г – подушечные лавы (лавовые каналы в потоке базальтов); Д – столбчатая отдельность в базальтах.

4. Следующий горизонт сложен слоями-ритмами мощностью в 0,3–0,4 м. В подошве слоев залегают гравелиты, большая верхняя часть ритма представлена кварцито-песчаниками с кремнистым и гематито-кремнистым цементом и в кровле переходящим в плотную кремнистую розовую породу с раковистым изломом. В сериях мощностью 0,2–0,3 м отмечается косая слоистость параллельного типа. На плоскостях напластования хорошо видны знаки ряби. Рябь мелкая и крупная асимметричная, местами ячеистая. Мощность горизонта 3 м.

5. Регрессивная часть осадочной толщи сложена крупногалечными кварцевыми конгломератами. Гальки округлой или овальной формы размером до 4–6 см представлены белым кварцем, на поверхности которых, как и в цементе конгломерата, отмечаются примазки чешуйчатого гематита. Конгломераты не выдержаны по простиранию, слагают линзы и заполняют карманы и неровности рельефа и по простиранию сменяются полевошпато-кварцевыми кварцито-песчаниками и гравелитами. На конгломераты налегают базальты среднего ятулия. В разрезе осадочных среднеятулийских образований района пос. Гирвас четко прослежен трансгрессивный цикл осадконакопления, завершённый излиянием лав. Присутствие в цементе хемогенного кремнистого и гематито-кремнистого материала указывает на одновременную вулканическую деятельность.

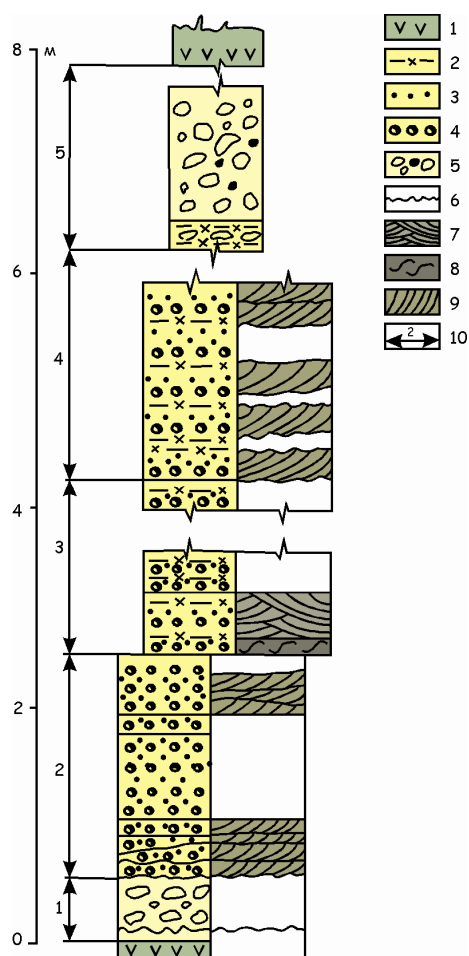


Рис. 8. Колонка разреза среднетулийских образований северного борта р.Суны.

1 – базальты; 2 – кремнистые и гематито-кремнистые породы (силициты); 3 – кварцито-песчаники средне- и крупнозернистые; 4 – гравелиты; 5 – кварцевые конгломераты; 6 – знаки ряби; 7 – срезающая косая слоистость; 8 – косая слоистость с S-образной формой слойков; 9 – параллельная косая слоистость; 10 – номер горизонта

Объект 13. Залегающие выше вулканогенные породы среднего ятулия представлены тремя лавовыми покровами базальтов, переслаивающимися с пачками туфогенно-осадочных пород.

Таблица 5. Средние химические составы групп пород ятулийского вулканического комплекса Гирвасской вулканической зоны (Голубев, Светов, 1983)

Компоненты	1	2	3	4
	n=39	n=34	n=24	n=49
SiO ₂	48,99	49,40	48,14	47,60
TiO ₂	1,97	1,05	2,41	2,71
Al ₂ O ₃	13,25	14,72	13,32	13,72
Fe ₂ O ₃	7,08	9,48	9,14	6,67
FeO	7,92	2,09	6,49	11,28
MnO	0,19	0,15	0,14	0,21
MgO	5,39	8,43	6,71	4,15
CaO	6,74	5,29	6,37	7,80
Na ₂ O	3,23	4,33	4,81	3,50
K ₂ O	0,72	1,05	0,35	0,65
P ₂ O ₅	0,14	0,06	0,26	0,21
H ₂ O	0,12	0,23	0,14	0,21
nnn	3,43	3,95	1,81	1,48
Сумма	99,17	100,24	100,09	100,17
S	0,03	0,03	0,33	0,07
CuO	0,017	0,010	0,004	0,057
CoO	0,009	0,008	0,006	0,006
NiO	0,010	0,020	0,012	0,021
V ₂ O ₅	0,068	0,047	0,055	0,080
Cr ₂ O ₃	0,008	0,031	0,010	0,016

Примечание. 1 – базальтовые лавы нижнего ятулия, 2 – среднего ятулия, 3 – верхнего ятулия, 4 – габбро-долериты Койкарского рудного силла.

Первый лавовый покров с непосредственным контактом с подстилающими осадочными породами устанавливается в северном борту долины р.Суны. В его основании установлены редкие ксенолиты (до 0,3 м в поперечнике) нижележащих терригенных пород. Мелкозернистые иногда миндалекаменные базальты подошвы покрова в данном участке обнаруживают шаровидную текстуру. Отдельные слабо обособленные шары размером до 0,6–0,8 м содержат в ряде случаев центральные газовые пустоты. Среднюю часть покрова составляют миндалекаменные среднезернистые базальты.

К верхам разреза покрова устанавливается упорядоченное размещение миндалин, их концентрация в полосы, слияние в отдельные струи, которые непосредственно у кровли покрова образуют вертикально расположенную к подошве покрова полость сложной, ветвящейся формы. Полость заполняется кремнисто-гематитовым материалом. При этом кремнисто-гематитовый материал (яшмовидные силициты) из полостей в кровле покрова постепенно переходит в пластовую залежь, подстилающую горизонт мелкообломочных сильно хлоритизированных туффов. Данные полости, вероятно, можно рассматривать как первоначальные фумарольные сифоны, заполненные в поздневулканическую стадию кремнистыми хемогенными осадками. По простиранию и падению данного покрова в его кровле у уреза воды в р.Суне находится лавовый язык – струя течения лавы длиной до 1,5 м и шириной 0,5 м с дугообразно изогнутыми валиками.

Вышележащие два лавовых покрова по внутреннему строению однотипны и некоторые различия их заключаются в том, что нижний покров имеет пластово-глыбовую отдельность, а верхний – столбчато-призматическую.

Залегающая между вторым и третьим лавовыми покровами пачка туфогенно-осадочных пород мощностью около 5,0 м представлена чередующимися слоями вначале терригенно-карбонатных пород с присутствием небольшого количества, по-видимому, пеплового материала, замещенного хлоритовым агрегатом, а затем терригенно-туфовых пород, в которых количество пирокластики резко возрастает.

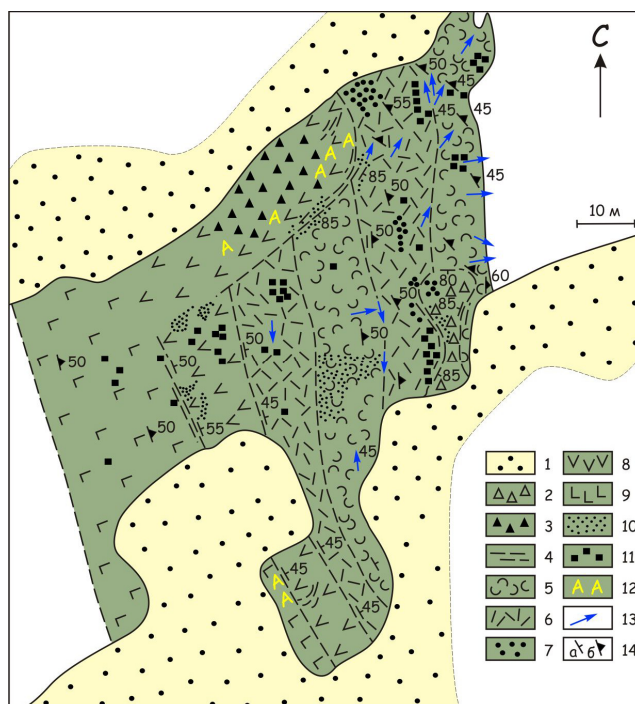
Лавовые потоки и покровы ятулийского вулканического комплекса сложены базальтами (эпидотизированными, амфиболизированными), плагиоклазовыми порфириновыми базальтами, миндалекаменными базальтами и лавобрекчиями базальтов, а также их шаровыми лавами. Породы имеют массивные, миндалекаменные, брекчиевидные, шаровые текстуры; диабазовую, спилитовую, апоинтерсертальную, порфириновую, сидеронитовую структуры. Основная масса пород сложена беспорядочно-ориентированными лейстами плагиоклаза (альбит, редко альбит-олигоклаз), в интерстициях между которыми располагаются ксеноморфные выделения обыкновенной роговой обманки, агрегаты хлорита, эпидота, магнетита. Вкрапленники в порфиритах нижнеятулийской фазы вулканизма представлены плагиоклазом (альбит), а в порфиритах среднеятулийской фазы вулканизма – замещенным роговой обманкой пироксеном. Из акцессорных минералов присутствуют магнетит, сфен, циркон, апатит, халькопирит, борнит и халькозин. По химическому составу (табл.5) основные породы ятулийского вулканического комплекса являются производными единой родоначальной толеито-базальтовой магмы (Светов, 1979).

Объект 14. Гирвасская палеовулканическая постройка

При проведении палеовулканологических исследований вулканических образований в районе северной окраины пос.Гирвас в русле водосброса Пальеозерской ГЭС были обнаружены своеобразные вулканические породы, которые составляют сложно построенный вулканический аппарат, связанный с проявлением ятулийского основного вулканизма и названный Гирвасским вулканом (Светов, Голубев, 1967;1971; Светов, 1979).

Рис. 9. Схема геологического строения Гирвасской вулканической постройки.

Составлена А.П.Световым, А.И.Голубевым (1967). 1 – четвертичные отложения; 2 – эруптивные брекчии трубки взрыва; 3 – эруптивные жерловые брекчии; 4 – мелкообломочные полосчатые жерловые брекчии; 5 – крупноглыбовые лавобрекчии; 6 – мелкообломочные лавобрекчии; 7 – фумарольные площадки; 8 – массивные базальты и базальтовые порфириды; 9 – мелко-среднезернистые габбродолериты; 10 – зоны турмалинизации; 11 – пиритизация; 12 – альбитизация; 13 – направления растекания лав; 14 – элементы залегания: а – контактовых поверхностей, б – плоскостей пластовой отдельности.



В условиях современного эрозионного среза доступна непосредственному наблюдению только незначительная часть вулканического аппарата, включающего в себя следующие морфологические элементы: часть эруптивного жерла, юго-восточный склон лавового конуса и, вероятно, большую часть побочного (паразитического) кратера – вулканическую трубку взрыва (**рис.10**), в то время как его остальная часть скрыта под довольно мощным чехлом рыхлых, озерно-аллювиальных четвертичных отложений.

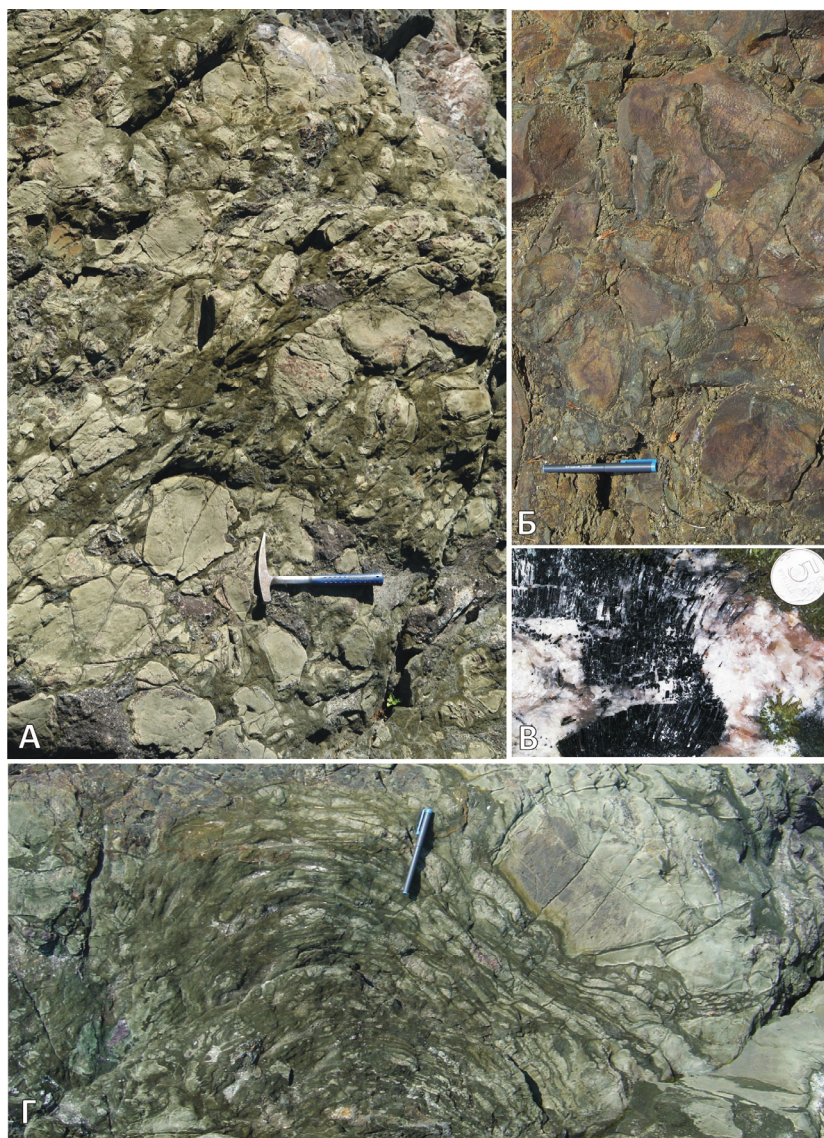


Рис. 10. Породные литотипы Гирвасского палеовулканического центра.

А – лавобрекчии (кровельные брекчии) базальтов; Б – эруптивная брекчия (фрагмент трубки взрыва); Б' – турмалин-карбонатная минерализация лав; Г – канатные лавы базальтов.

Эруптивное жерло Гирвасского вулкана установлено в левом борту русла водосброса и в условиях современного эрозионного среза имеет округлую, несколько вытянутую в северо-восточном направлении форму с видимыми размерами в обнаженной части 20×50 м.

Эруптивное жерло, являющееся выводящим каналом лавового материала при формировании средне-ятулийского лавового плато Западного Прионежья, в контакте заполнено массивными участками сильно трещиноватыми базальтами и базальтовыми порфиритами, переходящими иногда в тонкополосчатые мелкообломочные брекчии дробления. По мере удаления от эндоконтакта породы принимают все более характерные черты крупноглыбовых жерловых брекчий среднезернистых базальтов. Резкие юго-восточные и восточные контакты с породами лавового конуса вулкана подчеркнуты зонами вертикально падающих тонкополосчатых брекчий, а также зонами интенсивной турмалинизации и массового развития альбитовых и альбито-кварце-

вых жил. Установленный постепенный переход пород эруптивного жерла к породам типа габбро-долеритов осуществляется, главным образом, путем увеличения степени раскристаллизации пород и смены порфировидных брекчированных разновидностей базальтов сначала мелкозернистыми, массивными, а затем средне-крупнозернистыми (пегматоидными) габбро-долеритами.

Эруптивные жерловые брекчии гирвасского вулкана состоят из крупноглыбовых обломков базальтов, базальтовых порфиритов, сцементированных тонкораздробленными базальтами с небольшим количеством лавового материала.

Петрографический состав обломков базальтов и базальтовых порфиритов жерловых брекчий подобен составу пород лавобрекчий. Особым составом и текстурно-структурными признаками характеризуются габбро-долериты, породы более глубинного облика, залегающие в основании вулканической постройки, с которыми жерловые брекчии имеют довольно постепенные переходы, хотя и в небольшом интервале – 10–15 м.

Габбро-долериты имеют массивное полнокристаллическое сложение, однородно-зернистую, реже такситовую (шлировую) текстуру, грубую диабазовую, офитовую, а участками микропегматитовую (графическую) структуру. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз, амфибол, кварц, вторичными – хлорит и эпидот, акцессорные минералы представлены магнетитом, титаномagnetитом, турмалином, сфеном, апатитом и сульфидами – пиритом, халькопиритом.

Плагиоклаз представлен короткопризматическим и таблитчатым альбитом An_{15-18} состава, сдвойникованным по периклиновому закону, амфибол-реликтами обыкновенной роговой обманки, которая сохраняется в центральных частях призматических или таблитчатых зерен, краевые части которых замещены светло-зеленым актинолитом.

Вторичные минералы развиваются в интерстициях главных породообразующих минералов, по-видимому, по остаткам стекловатого-мезостазиса и по роговой обманке.

Лавовый конус в обнаженной части состоит из пяти переслаивающихся лавовых потоков (при полном отсутствии туфогенных образований), каждый из которых имеет мощность порядка 10–15 м. Лавовый поток, лежащий в нижней части вулканического конуса, представлен массивными темно-зелеными брекчированными базальтами, обнаруживающими тесную связь, с одной стороны, с жерловыми брекчиями базальтовых порфиритов, а с другой – с брекчированными и слабо эпидотизированными габбро-долеритами, с которыми они в северо-западной части контактовой зоны в интервале 10–15 м имеют постепенные переходы.

Второй лавовый поток сложен, главным образом, мелкообломочной, светло-зеленой, сильно хлоритизированной лавобрекчией, содержащей большое количество обломков базальтов и базальтовых порфиритов, образовавшихся, по-видимому, во время взрыва в вулканическом жерле и впоследствии сцементированных большим количеством лавы. Обломки округлой и угловатой формы имеют размеры до 15 см и обнаруживают зональное строение. На довольно ровной поверхности второго лавового потока залегают крупноглыбовые лавобрекчии следующего потока, которые имеют массивное сложение, темно-зеленый цвет и больше размеры обломков брекчий (0,5–0,6 м), заключенных в незначительном количестве лавового цемента. Вдоль нижнего контакта потока и по системе трещин отдельности установлена зона интенсивной турмалинизации, захватившей поток почти на всю его мощность.

Особенностью четвертого лавового потока, в общем весьма похожего на лавобрекчии второго, является наличие в нем участков сильно измененных пород белесого цвета (талк-хлоритового состава), это реликты фумарольных площадок.

Пятый поток, лавового конуса вулкана состоит из наиболее крупноглыбовых лавобрекчий, переходящих иногда в однородно зернистые массивные базальты, подобные базальтам лавовых потоков окружающего лавового плато. В кровле этого, как и некоторых других потоков, на поверхностной корочке закали отмечались мелковолнистые языки течения лавы (канатные лавы). Лавовые потоки состоят из пород близкого петрографического состава, которые различаются между собой в основном текстурно-структурными особенностями.

Трубка взрыва, представляющая несколько особый элемент вулканического аппарата, пространственно приурочена к зоне контакта четвертого и пятого лавовых потоков и в соответствии с их простиранием имеет вытянутую в северо-западном направлении округлую форму и размеры не менее чем 10×30 м. Породы трубки взрыва представлены, в основном, мелкоглыбовыми (0,2–0,3 м) эруптивными брекчиями базальтов и базальтовых порфиритов. Здесь можно наблюдать также сильно измененные оталькованные породы аналогичные в лавобрекчиях. Это также останцы фумарольной деятельности. Обломочный материал брекчий трубки взрыва сцементирован небольшим количеством лавового материала. Здесь же отмечается интенсивная турмалинизация пород с образованием гнездовых зон турмалина, а также пиритизация цемента.

Экзоконтактная зона трубки взрыва имеет сильное осланцевание, при этом вмещающие лавобрекчии подвергнуты значительной хлоритизации, на которую наложена пиритизация и гематитизация. Контакты трубки взрыва с вмещающими породами отчетливые, резко рвущие и имеют крутое падение на северо-восток под углом до 85°.

Таблица 6. Химические составы вулканогенных пород Гирвасской вулканической постройки

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	46,77	48,72	47,90	45,66
TiO ₂	2,16	2,02	2,36	2,08
Al ₂ O ₃	12,93	11,52	13,59	14,28
Fe ₂ O ₃	11,53	5,02	7,29	8,81
FeO	7,83	9,12	5,81	7,51
MnO	0,07	0,25	0,13	0,10
MgO	5,98	9,02	8,45	8,30
CaO	4,13	4,81	6,64	3,60
Na ₂ O	5,05	0,12	4,00	4,16
K ₂ O	0,90	1,80	0,92	2,58
P ₂ O ₅	0,26	0,30	0,21	0,25
CuO	0,003	0,006	0,001	0,004
CoO	0,009	0,016	0,006	0,008
NiO	0,007	0,029	0,008	0,02
Cr ₂ O ₃	0,01	0,006	0,005	0,008
V ₂ O ₅	0,10	0,086	0,06	0,06
S	0,60	0,72	0,35	0,55
H ₂ O	0,06	0,30	0,18	0,13
Ппп	2,33	7,02	2,77	2,72
Сумма	100,43	100,50	100,50	100,49

Примечание. 1, 3 – базальт брекчированный, 2, 4 – базальт массивный (пробы 1 и 4 – зона альбитизации и эпидотизации базальтов)

По особенностям петрографического состава базальты и базальтовые порфиры эруптивных брекчий подобны обломкам лавобрекчий. Об однородности пород вулканической постройки можно судить и по их химическому составу (табл. 6). Общей особенностью эффузивно-эксплозивных образований вулканической постройки гирвасского вулкана является исключительно сильное проявление поствулканических пневматолито-гидротермальных изменений пород, заключающихся, главным образом, в гнездовой и прожилковидной турмалинизации и окварцевании, а также в последующей эпидотизации, сульфидизации (пиритизации, халькопиритизации), хлоритизации и альбитизации. Зоны гидротермально измененных пород, как правило, имеют четкий либо структурный (плоскости систем отдельности, плоскости скола и дробления), либо геологический (контактные поверхности) контроль.

Геохимическая характеристика ятулийских вулканитов

Измененные породы. Составы ятулийских вулканитов без признаков изменений и метасоматизированных пород нанесены на диаграммы $K_2O/(K_2O+Na_2O) - K_2O+Na_2O$ и $CaO/Al_2O_3 - MgO/10 - SiO_2/100$ (рис.11), которые чаще других применяются для распознавания измененных магматических пород. На первой из этих диаграмм фигуративные точки составов альбитизированных базальтов и долеритов «прижаты» к вертикальной оси, образуя протяженный тренд, отражающий одновременно высокие содержания натрия и низкие значения калий-натриевого отношения в породах. Биотитизированные породы также достаточно отчетливо распознаются на этой диаграмме благодаря повышенному значению отношения $K_2O/(K_2O+Na_2O)$, хотя фигуративные точки их составов не выходят в большинстве случаев за пределы «магматического спектра». Установлено, что крупноионные низкозарядные литофильные элементы (LILE) – Li, Rb, Ba, Sr участвовали в процессах привноса-выноса вещества. Альбитизированные породы характеризуются пониженными содержаниями Sr и Rb, в эпидотизированных породах Sr, наоборот, накапливался. Биотитизация сопровождалась привносом Rb, Ba и Li, некоторые хлоритизированные породы оказались обогащенными Ba. Эти данные ограничивают возможности использования LILE для петрогенетических и геодинамических реконструкций. В этой связи особо следует подчеркнуть установленную резистентность высокозарядных элементов (HFSE) – Zr, Hf, Nb, Ta, Y, Ti, редких земель и большей части металлов переходной группы (Cr, Ni, V, Sc) по отношению к налоговым процессам [Голубев и др., 2015].

Неизмененные породы. Химические составы неизмененных вулканических и субвулканических пород по двум представительным разрезам карельского ятулия приведены в табл. 7. На классификационной диаграмме (рис. 12) фигуративные точки их составов попадают в поле базальтов с небольшими отклонениями в сторону базальтовых андезитов. При этом все составы находятся ниже линии, отделяющей щелочные породы от пород толеитовой и известково-щелочной серий. На диаграмме AFM (рис.13) фигуративные точки ятулийских вулканических и субвулканических пород образуют протяженный тренд в поле толеитовой серии. Базальты нижнего ятулия характеризуются относительно высоким содержанием $FeO_t = Fe_2O_3 + FeO$ и TiO_2 , до 14,8 и 2,2, соответственно. При умеренных содержаниях MgO это определяет сравнительно низкие значения маг-

незиальных чисел (mg-no.), которые не превышают в большинстве случаев 50. Базальты среднего ятулия более магнезиальные, менее железистые и титанистые. Среднее значение mg-no. составляет в них 54, достигая в отдельных образцах 66. В нормативных составах этих пород обычно рассчитывается оливин, тогда как для нижнеятулийских вулканитов в большинстве случаев – кварц. Верхнеятулийские базальты максимально обогащены титаном, характеризуются наиболее высокими содержаниями FeO_t и самыми низкими значениями mg-no, в среднем – 42. В Койкарско-Святнаволоцком силле этого стратиграфического уровня фенеровская тенденция накопления железа (и титана), характерная для континентально-толеитового (траппового) магматизма, и отчетливо проявленная также в ятулийском комплексе Карелии получила свое предельное выражение в образовании рудного горизонта титаномагнетитового габбро. Как видно из таблицы 7, ятулийские базальты отличаются широкими вариациями степени окисленности железа, от обычных для толеитов значений около 0.2 (в виде $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$, атомн. кол.) до преобладания Fe_2O_3 . Ранее эти данные использовались для палеовулканологических реконструкций, в соответствии с которыми считалось, что более окисленные лавы формировались в субазральных условиях, а менее окисленные были образованы при подводных излияниях. Общей петрохимической особенностью ятулийских лав всех стратиграфических уровней является сравнительно низкое содержание алюминия и, соответственно, низкие отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}_t + \text{MgO}) < 0.8$, что позволяет отнести их к типу низкоглиноземистых базальтов. Неоднократно ранее отмеченное сходство ятулийских базальтов и долеритов Карелии с фанерозойскими траппами [Голубев, Светов, 1983; Lightfoot, Naldrett, 1990] поддерживается новыми данными редкоэлементной геохимии.

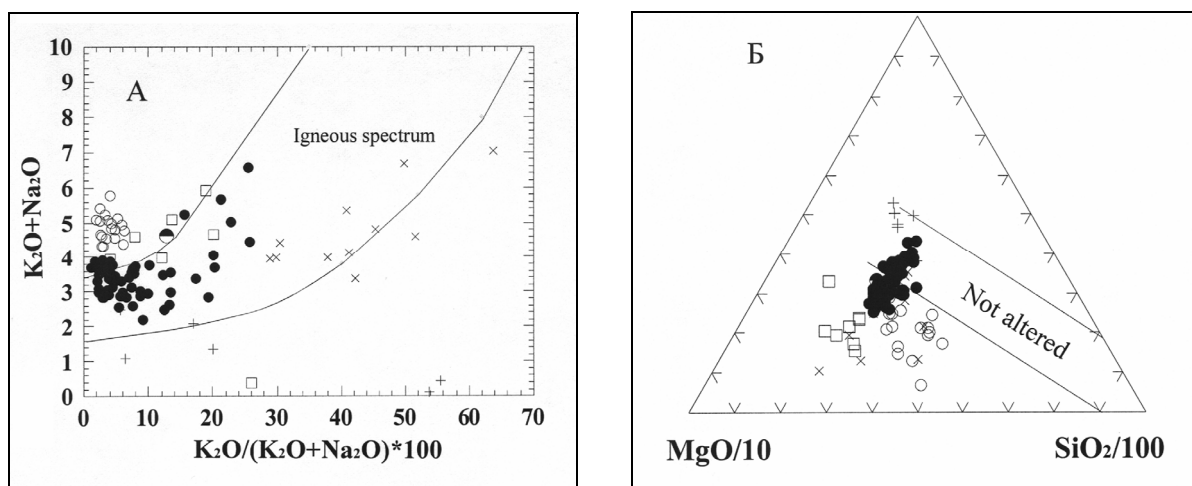


Рис. 11. Диаграмма $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}) - \text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ и $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}/10 - \text{SiO}_2/100$ для идентификации измененных пород.

На диаграммах показаны поля неизменных магматических пород. Усл. об.: ● – неизменные породы; ○ – альбитизированные породы; + – эпидотизированные породы; x – биотитизированные породы; э – хлоритизированные и пропилитизированные породы; ● – лейкократовый базальт

Данные по редким элементам еще отчетливее, чем по главным элементам, демонстрируют устойчивые различия между ятулийскими базальтами разных стратиграфических уровней. Распределение переходных металлов группы железа подчиняется разным закономерностям. Cr и Ni являются типичными совместимыми элементами: в полном соответствии со значениями магнезиальных чисел, их концентрации понижены в породах нижнего и верхнего ятулия и повышены в породах среднего ятулия (табл. 7). V проявляет признаки несовместимого элемента, накапливаясь вместе с Ti в обогащенных железом породах верхнего ятулия. Поведение Sc ближе к поведению несовместимых элементов, обнаруживая в своем распределении корреляцию с Y и Yb [Голубев и др., 2015].

Только в породах Койкарско-Святнаволоцкого силла его концентрации заметно понижены (табл. 7). В распределении Co, Cu и Zn отчетливых закономерностей не наблюдается, и по всей вероятности, оно подчиняется неравномерному распределению сульфидной минерализации в породах.

Нижнеятулийские базальты обогащены относительно среднеятулийских лав наиболее несовместимыми редкими элементами и LREE (рис. 14), но содержат несколько меньше Y и Yb и характеризуются более фракционированным распределением лантаноидов (значения отношений $(\text{Ce}/\text{Yb})_n$ и $(\text{La}/\text{Sm})_n$ в магматитах нижнего и среднего ятулия составляют 4.18 и 1.98, и 1.85 и 1.39 соответственно). Базальты верхнеятулийского горизонта обогащены всеми несовместимыми редкими элементами, но характер распределения REE в них близок к таковому для пород среднеятулийского горизонта (значения отношений $(\text{Ce}/\text{Yb})_n$ и $(\text{La}/\text{Sm})_n$ состав-

ляют в них 1.74 и 1.56). Общей особенностью распределения редких элементов в лавах ятулийского надгоризонта является присутствие положительных ториевых аномалий и отрицательных аномалий Nb, Ta, Sr, Р и в большинстве образцов Ti. Породы Койкарско-Святнаволоцкого силла характеризуются сходным типом распределения редких несовместимых элементов и REE с лавами среднего и верхнего ятулия, но в тоже время обладают некоторым геохимическим своеобразием.

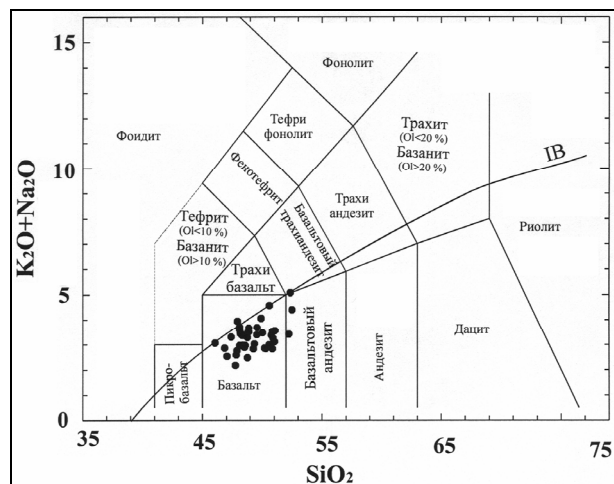


Рис. 12. Классификационная диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.

Линия IB отделяет щелочные породы от пород толеитовой и известково-щелочной серий

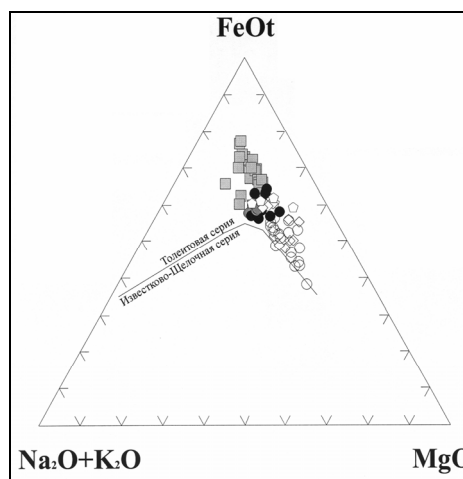


Рис. 13. Диаграмма AFM [15] для ятулийских метабазальтов и интрузивных габбро-долеритов разрезов пос. Гирвас – дер. Святнаволоок и озера Сегозеро гирвасской и сегозерской ятулийских структур.

Усл. об.: ■ – габбро-долериты Койкарско-Святнаволоцкого силла; ● – базальты верхнего ятулия разреза пос. Гирвас – дер. Святнаволоок; ○ – базальты среднего ятулия разреза пос. Гирвас – дер. Святнаволоок; ◇ – базальты нижнего ятулия разреза пос. Гирвас – дер. Святнаволоок; △ – базальты среднего ятулия разреза оз. Сегозеро; ▽ – базальты нижнего ятулия разреза оз. Сегозеро

Таблица 7. Представительные анализы ятулийских базальтов и интрузивных габбро-долеритов Гирвасской и Сегозерской структур

№ обр.	Г-17/1	Г-17/2	ГР-1	ГР-2	Г-17/13	Г-17/10	Г-19/3	Г-19/4	Г-21/2	Г-21/3	Г-21/1
структура	Гирвасская структура										
стратигр. ур.	Jt1				Jt2		Jt3 (лавы)		Jt3 (интрузия)		
SiO_2	50.62	51.44	50.84	51.03	45.58	51.96	47.42	47.10	46.53	38.50	55.03
TiO_2	1.56	1.41	1.82	1.85	0.97	1.07	2.17	2.23	2.10	5.08	1.68
Al_2O_3	13.15	11.93	11.93	11.91	15.09	15.03	13.40	13.90	13.54	13.20	11.62
Fe_2O_3	7.63	8.58	4.58	7.52	6.66	5.73	7.94	6.74	4.84	12.30	11.90
FeO	6.94	4.79	10.66	8.02	3.71	2.87	7.78	8.56	12.75	14.44	6.41
MnO	0.25	0.20	0.22	0.21	0.16	0.17	0.20	0.23	0.25	0.23	0.08
MgO	7.02	7.13	5.37	5.55	11.63	9.01	5.76	5.94	5.48	2.79	1.52
CaO	5.54	7.58	7.94	7.94	5.83	6.41	7.60	8.14	8.78	6.93	3.28
Na_2O	2.65	4.08	2.29	2.98	3.50	3.81	4.40	3.31	2.80	3.39	6.09
K_2O	0.29	0.26	0.55	0.14	0.48	0.33	0.82	1.15	0.65	0.52	0.14
P_2O_5	0.18	0.18	0.22	0.20	0.12	0.12	0.33	0.33	0.28	0.27	0.78
H_2O	0.04	0.09	0.13	0.09	0.24	0.07	0.14	0.12	0.27	0.21	0.31
II. II. II.	4.18	2.34	3.12	2.60	5.87	3.51	1.89	2.12	1.33	1.43	1.01
сумма	100.05	100.01	99.67	100.04	99.85	100.09	99.85	99.87	99.60	99.29	99.89
mg-no.	47.5	50.4	39.3	40.1	68.1	66.7	40.8	42.0	36.3	16.3	13.7
al'	0.61	0.58	0.58	0.56	0.69	0.85	0.62	0.65	0.59	0.45	0.59
f0	49.7	61.7	27.9	45.8	61.8	64.2	47.9	41.5	25.5	43.4	62.6
Li	49	22	23	23	63	39	19	25	15	22	5
Sc	28.6	29.1	30.1	28.1	36.3	36.9	39.5	38.9	25.6	25.4	20
V	400	430	374	373	240	290	480	510	470	1700	<10
Cr	33	51	33	23	386	323	41	37	164	24	18
Co	55	46	52	38	56.3	44	43	41	50.1	40.1	9.39
Ni	81	73	72	63	170	160	54	58	100	120	23
Cu	320	<10	238	130	<10	130	52	63	430	300	78
Rb	11	9	11	6	9	7	18	20	5	8	5
Sr	299	246	197	220	99	167	170	200	170	120	16
Y	22	21	23	22	21	20	35	45	41	37	87
Zr	123	109	140	170	67	98	163	168	189	177	595
Nb	<10	<10	12	<10	<10	<10	<10	14	10	12	15
Ba	120	120	110	<90	160	170	110	240	270	130	90
Hf	3.0	2.8	3.5	3.6	2.5	1.9	3.7	4.3	4.3	3.8	13.1

ПУТЕВОДИТЕЛЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЭКСКУРСИЙ

Ta	0.60	0.49	0.64	0.57	0.18	0.26	0.81	0.77	0.59	0.66	1.90
La	16.1	13.8	16.7	14.8	5.3	6.1	17.9	18.2	13.9	11.8	32.5
Ce	30.5	28.9	36.0	34.5	12.5	13.9	33.9	39.0	29.1	27.8	64.2
Nd	19.0	18.3	23.4	23.0	7.6	10.0	23.8	25.1	18.7	20.8	46.6
Sm	4.38	4.11	5.16	4.57	2.23	2.55	5.92	5.81	5.55	4.72	13.40
Eu	1.33	1.02	1.45	1.34	0.67	0.69	1.84	1.67	1.66	1.48	3.60
Tb	0.62	0.60	0.82	0.80	0.48	0.58	1.00	0.93	1.02	0.86	3.00
Yb	2.07	1.85	2.10	2.01	1.92	2.20	3.70	3.90	4.42	3.53	11.30
Lu	0.31	0.24	0.31	0.30	0.29	0.30	0.53	0.59	0.64	0.52	1.59
Th	2.8	3.6	3.7	2.9	<0.5	2.1	2.0	4.1	<0.5	1.4	7.0
U	0.96	0.75	1.40	<0.5	0.37	<0.2	0.58	0.50	0.50	0.51	1.60
(Ce/Yb)nch	3.81	4.04	4.43	4.44	1.68	1.63	2.36	2.58	1.70	2.04	1.47
(La/Sm)nch	2.31	2.11	2.04	2.04	1.50	1.51	1.90	1.97	1.58	1.57	1.53
(Lu/Hf)npm	0.45	0.37	0.39	0.36	0.51	0.69	0.62	0.60	0.65	0.60	0.53
(Tb/Yb)npm	1.41	1.53	1.84	1.88	1.18	1.24	1.28	1.13	1.09	1.15	1.25
(Zr/Y)npm	2.16	2.00	2.35	2.98	1.23	1.89	1.80	1.44	1.78	1.85	2.64
(Th/Ta)npm	2.12	3.34	2.63	2.30		3.68	1.12	2.42		0.97	1.68
(Ta/La)npm	0.63	0.60	0.65	0.65	0.57	0.72	0.76	0.71	0.72	0.94	0.99

окончание табл. 7

Н обр.	Г-3611	Г-3617	Г-3625	СГ-2	СГ-3	СГ-4
Сегозерская структура						
стратигр. ур.	Jt1		Jt2			
SiO ₂	47.75	50.58	48.76	49.33	47.80	49.32
TiO ₂	1.50	1.39	0.91	1.47	1.43	1.55
Al ₂ O ₃	12.14	11.93	13.30	14.00	14.40	14.73
Fe ₂ O ₃	3.43	4.82	4.02	8.40	7.07	6.63
FeO	12.56	9.69	8.98	4.91	5.03	6.61
MnO	0.19	0.17	0.15	0.13	0.15	0.14
MgO	8.30	6.30	8.62	7.00	9.60	5.96
CaO	6.44	7.98	8.12	6.74	6.38	6.78
Na ₂ O	1.98	2.74	2.18	4.57	3.78	4.26
K ₂ O	0.20	0.26	0.31	0.23	0.16	0.09
P ₂ O ₅	0.18	0.20	0.19	0.21	0.22	0.25
H ₂ O	0.38	0.10	0.08	0.14	0.09	0.26
п. п. п.	4.84	3.56	3.96	2.55	3.63	3.27
сумма	99.89	99.72	99.58	99.68	99.74	99.85
mg-no.	48.6	44.5	54.9	50.0	60.0	45.8
al'	0.50	0.57	0.62	0.69	0.66	0.77
f ₀	19.7	30.9	28.7	60.6	55.9	47.4
Li	45	21	26	19	26	20
Sc	31.4	31.3	32.8	37.4	36.6	40.3
V	310	360	280	312	249	300
Cr	44	41	210	189	215	215
Co	60	52	32	39	56	40.5
Ni	79	65	160	155	202	108
Cu	20	18	18	51	<50	153
Rb	10	7	21	<5	<5	5
Sr	260	350	173	109	103	73
Y	20	20	21	24	21	35
Zr	127	143	43	103	153	153
Nb	<10	10	<10	<10	<10	<10
Ba	62	50	62	94	43	43
Hf	3.2	3.5	1.3	2.6	3.1	3.8
Ta	0.60	0.55	0.23	0.25	0.29	0.40
La	15.6	15.7	5.6	6.7	8.0	11.6
Ce	33.9	31.8	12.7	17.8	20.5	29.9
Nd	21.3	20.6	9.4	12.4	14.3	18.1
Sm	4.90	4.68	2.63	3.58	3.39	5.59
Eu	1.34	1.34	0.91	1.17	1.21	1.36
Tb	0.70	0.83	0.60	0.74	0.76	1.15
Yb	1.65	1.74	2.20	2.40	2.10	3.30
Lu	0.23	0.27	0.28	0.37	0.32	0.50
Th	3.1	3.1	1.2	1.4	1.3	1.9
U	0.86	1.10	0.32	0.60	<0.5	0.20
(Ce/Yb)nch	5.31	4.73	1.49	1.92	2.53	2.34
(La/Sm)nch	2.00	2.11	1.34	1.18	1.49	1.30
(Lu/Hf)npm	0.31	0.34	0.94	0.62	0.45	0.57
(Tb/Yb)npm	2.00	2.25	1.29	1.46	1.71	1.64
(Zr/Y)npm	2.45	2.76	0.79	1.66	2.81	1.69
(Th/Ta)npm	2.35	2.57	2.43	2.55	2.04	2.16
(Ta/La)npm	0.65	0.59	0.69	0.63	0.61	0.58

Примечание. КСС – Койкарско-Святоволоцкий силл; mgno = $MgO/(MgO+FeO+Fe_2O_3) \times 100$, в атомн. кол., $f_0 = Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO) \times 100$, в атомн. кол., $al' = Al_2O_3/(MgO+FeO+Fe_2O_3)$, в вес. %.

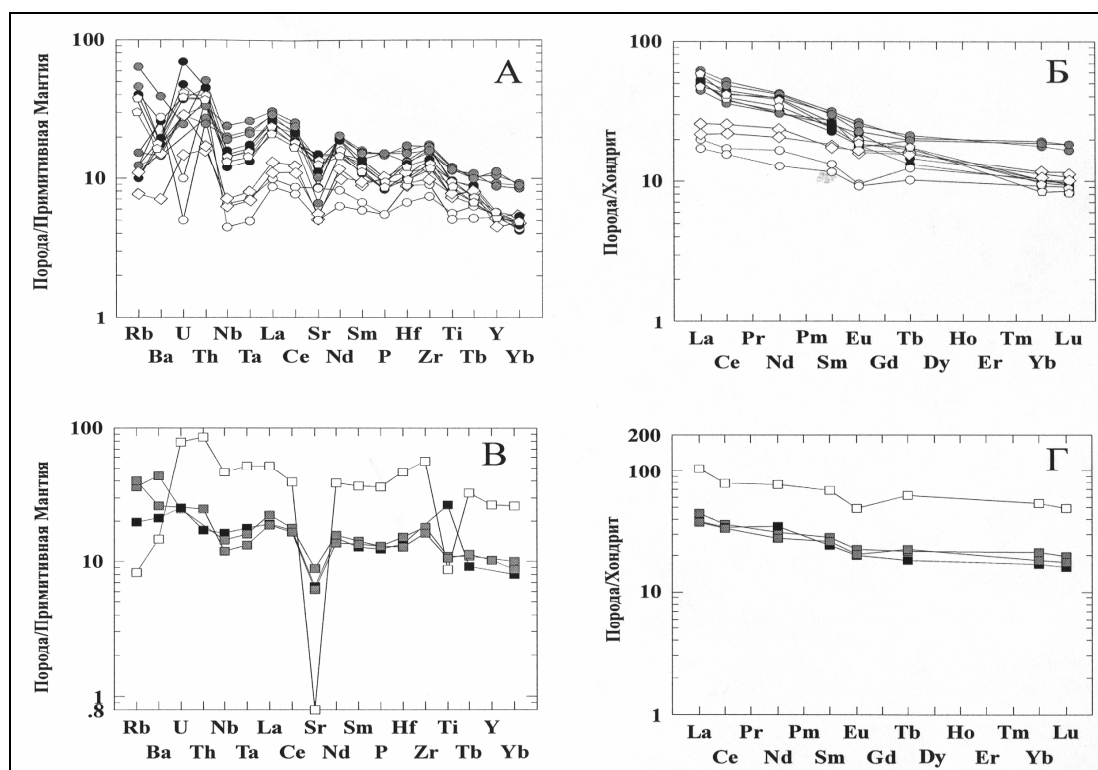


Рис. 14. Нормализованные к хондриту и к примитивной мантии содержания редких и редкоземельных элементов в базальтах ятулийских разрезов пос. Гирвас – дер. Святнаволоки и оз. Сегозеро – (А) и (Б) и в габбро-долеритах Койкарско-Святнаволоцкого силла (В) и (Г).

Условные обозначения для (А) и (Б) как на рис 11, для (В): ■ – габбро-долерит, ! – рудное габбро, ∇ – фельзитическая порода. Нормировано по [Boynnton, 1984; Hart, Zindler, 1986].

Габбро-долериты рудного горизонта близки по абсолютным содержаниям большинства редких элементов верхнеятулийским базальтам, но характеризуются естественной для них положительной титановой аномалией. Наконец, габбро-долериты нижней части интрузии почти полностью повторяют характер распределения редких элементов в лавах верхнеятулийского горизонта.

В заключении необходимо отметить, что геохимические характеристики ятулийских базальтов и габбро-долеритов соответствующих стратиграфических уровней в районе пос. Гирвас – дер. Святнаволоки и на южном берегу озера Сегозера сохраняются во всех вулканогенных разрезах ятулия Карелии, которые иногда удалены друг от друга на сотни километров. Закономерное изменение химического состава вулканитов ятулия вверх по разрезу носит эволюционный характер и контролируется такими петрогенетическими факторами, как состав мантийного источника и степень его частичное плавление, фракционная кристаллизация в промежуточных резервуарах и контаминация магм веществом архейской коры. Наконец комплекс геолого-геохимических данных по ятулийским вулканитам Карелии позволяет связывать их возникновение с действием мантийного плюма. Подробнее вопросы эволюции ятулийского базальтового магматизма Карелии разобраны в докладе авторов [см. материалы совещания].

Объект 15 (Кивач)

Водопад Кивач. Он находится в центре одноименного заповедника федерального уровня. Государственный заповедник «Кивач» был организован в 1931 году с целью охраны и восстановления эталонного участка среднетаежной подзоны европейской части России. В нем на протяжении десятилетий ведутся комплексные и мониторинговые исследования. Основную ценность заповедника площадью 10 870 га представляют спелые хвойные леса: сосняки – 42%, ельники – 32%, вторичные древостои – более 20%. В небольшом числе встречаются широколиственные деревья – вяз шершавый, липа, черная ольха. Средний возраст лесов – 120 лет, при возрасте отдельных сосен 300–350 лет. Флора насчитывает более 580 видов сосудистых растений и 193 вида листостебельных мхов. Зарегистрировано 268 видов наземных позвоночных, 24 вида рыб, 977 видов насекомых. Некоторые виды растений и птиц занесены в Красные книги России и Карелии. Геологическое

строение территории заповедника еще слабо изучено. Проведенные авторами в 1997-98 г.г. рекогносцировочные геологические исследования на территории, примыкающей к водопаду Кивач, позволили составить схематическую карту участка (рис. 5). Он расположен на северо-западном крыле крупной Кончезерской антиклинали, сложенной осадками и вулканитами заонежского и суйсарской свит, которые прорываются габбро-долеритами и долеритами палеопротерозоя, изотопный возраст которых пока не определен.

Породы полого под углами 10–15° падают на ВСВ, только в зонах разломов углы падения становятся более крутыми. Среди пород заонежской свиты преобладают шунгитовые сланцы, кремнистые сланцы и пелиты, реже наблюдаются лавы базальтов и андезитов. Суйсарская свита представлена туфами базальтов, среди обломочного материала наиболее широко представлены глыбы и остроугольные обломки шунгитовых и кремнистых сланцев заонежской свиты. Пачка суйсарских туфов прослежена вдоль р.Суны на расстоянии более 2,5 км.

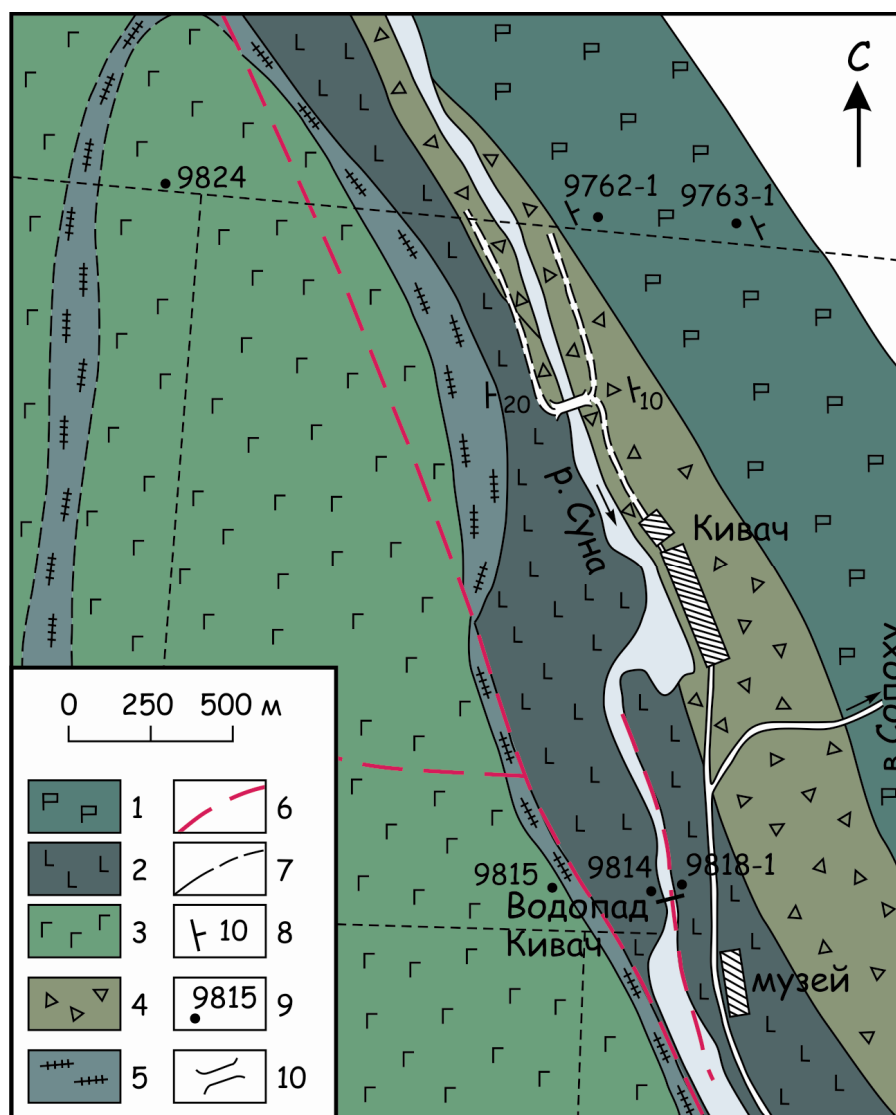


Рис. 15. Схема геологического строения участка Кивач [В.С.Куликов, В.В.Куликова, 1998 г.]

1 – габброиды Левобережного силла; 2 – габбро, феррогаббро, долериты Водопадного силла; 3 – габброиды Правобережного силла; 4 – туфы, туфоконгломераты суйсарской свиты; 5 – шунгитовые и другие сланцы заонежской свиты; 6 – разломы; 7 – границы тел, пачек; 8 – наклонное залегание пород; 9 – номера проб на табл.4; 10 – висячий мост.

Преобладающее распространение на участке имеют габбро-долериты. Выделены 3 крупных тела, которые в зависимости от положения относительно р.Суны получили название Левобережный, Правобережный и Водопадный (рис. 15). Каждый из этих силлов имеет мощность в раздувах до 100 м.

Эти силлы различаются по химическому составу, главным образом, по содержанию железа, кальция и титана (табл. 8) и вероятно, по возрасту.

Наибольшее внимание экскурсантов привлекает Водопадный силл, именно на нем расположен водопад Кивач. Название Кивач, вероятно, происходит от финского слова "Киви" – камень. До постройки в предвоенное время Гирвасской ГЭС и отвода воды реки Суны в другую водную систему (оз.Сандал) этот водопад был весьма величествен. Он является вторым по высоте падения воды (11 м) среди равнинных водопадов Европы.

Участники экскурсии могут наблюдать зону дробления в теле габбро-долеритов субмеридионального направления совпадающую с руслом р.Суны и в ее пределах зонки милонитизации. На левом берегу в 10–20 м от русла реки среди долеритов наблюдается шаровая отдельность, природа которой дискуссионна: или это подушечная отдельность, типичная для базальтов, изливающихся в водоемы, или специфическая отдельность, возникающая при выветривании массивных пород. Если при дальнейшем исследовании подтвердится 1-й вариант, тогда следует считать данное тело не силлом, а крупным лавовым покровом. Данное магматическое тело основного состава дифференцировано, имеет более меланократовый состав в подошве (правый берег) и мезократовые в кровле (левый берег). В зоне дробления породы имеют бурую окраску и повышенное содержание окисного железа (табл. 8).

Академик Г.П. Гельмерсен в годы своего путешествия в Олонецкой губернии интересовался «исполиновыми котлами» – это различных размеров округлые углубления на поверхности обнажений горных пород в речных руслах и прибрежной части водоемов. Такие углубления с овальным дном и гладкими стенками похожи на банные чугунные котлы. Размеры их порой достигающие нескольких метров в диаметре, наводили на мысль об огромных, исполинских усилиях, затраченных на их образование. Отсюда и появилось название «исполиновые котлы» [Соколов, Эрте, 1984]. В Фенноскандии, где они имеют широкое распространение, бытовали предания, согласно которым творцами «котлов» были мифические великаны – ятулы, якобы населявшие этот край.

Таблица 8. Химические составы габбро-долеритов участка Кивач

Компоненты	Водопадный Силл			Левобережный силл		Правобережный силл	
	98141	9818	9818-1	9762-1	9763-1	9824	9815
SiO ₂	48,69	48,46	51,56	47,84	48,92	46,60	50,16
TiO ₂	1,87	2,69	2,49	1,17	1,17	3,01	1,46
Al ₂ O ₃	12,79	11,37	11,68	14,45	14,45	12,22	13,73
Fe ₂ O ₃	5,72	8,04	4,24	2,08	2,74	4,38	2,60
FeO	8,97	9,44	12,13	9,12	9,63	14,25	11,21
MnO	0,29	0,20	0,25	0,19	0,20	0,24	0,20
MgO	6,47	5,72	4,38	8,22	6,57	5,34	6,58
CaO	8,15	5,35	3,76	10,15	10,29	8,89	5,72
Na ₂ O	2,23	2,38	3,38	2,08	2,20	2,29	1,81
K ₂ O	0,80	1,48	1,14	0,50	0,27	0,76	1,20
P ₂ O ₅	0,24	0,25	0,54	0,14	0,16	0,25	0,19
nnn	3,25	4,09	3,85	3,05	3,07	1,65	4,42
NiO	0,010	0,005	0,004	0,020	0,010	0,006	0,012
CoO	0,007	0,007	0,006	0,007	0,006	0,008	0,007
CuO	0,024	0,027	0,087	0,007	0,011	0,019	0,029
Cr ₂ O ₃	0,013	0,003	0,003	0,017	0,020	0,003	0,017
V ₂ O ₅	0,080	0,067	0,022	0,040	0,062	0,117	0,053
Сумма	99,62	99,59	99,54	99,59	100,04	100,20	99,71

Г.П. Гельмерсен наблюдал эти котлы в районе Хельсинки, на Ладожском озере, а в Олонецком крае, «во многих местах видел условия для их возникновения, так например, прекрасные водопады Кивач, Порпорог, Гирвас, а котлов не встречал».

В те времена вода на р.Суне была очень велика и исполиновые котлы, которые сейчас можно наблюдать на Киваче, очевидно были скрыты от глаз наблюдателя водным потоком. В настоящее время наиболее крупный котел установлен в русле реки у левого берега на 2-м каскаде водопада.

Кроме геологических объектов, участники экскурсии могут посетить музей заповедника «Кивач» и более детально ознакомиться с его достопримечательностями.

Литература

Голубев А.И., Светов А.П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1983. 192 с.

Голубев А.И., Иваников В.В., Филиппов Н.Б., Малашин М.В. Карельская трапповая формация / Петрография магматических и метаморфических пород. Материалы XII Всероссийского петрографического совещания. Петрозаводск. 2015. С. 405–411.

Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 223 с.

- Кожеевников В.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л. и др. Геохронология циркона (Shrimp) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях // Стратиграфия, геологическая корреляция. 2006. Т. 14, № 3. С. 19–41.
- Кожеевников В.Н., Скублов С.Г. Детритные цирконы из архейских кварцитов Маткалахтинского зеленокаменного пояса. Карельский кратон: гидротермальные изменения, минеральные включения, изотопные возрасты // ДАН. 2010. Т. 430, № 5. С. 681–685.
- Кожеевников В.Н., Скублов С.Г., Марин Ю.Б. и др. Хадей-архейские детритовые цирконы из ятулийских кварцитов и конгломератов Карельского кратона // ДАН. 2010. Т. 431, № 1. С. 1–5.
- Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров Б.С. и др. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 96 с.
- Куликов В.С., Симон А.К., Куликова В.В. и др. Эволюция магматизма Водлозерского блока Карельской гранит-зеленокаменной области в архее / Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1990. С. 92–100.
- Куликов В.С., Слюсарев В.Д., Кочнев-Первухов В.И. и др. Суйсарский базит-ультрабазитовый комплекс Онежского синклиория / Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии Л.: Наука, 1976. С. 98–109.
- История геологических исследований и горного дела в Карелии. Перспективы на будущее. Карело-Финляндские связи. Путеводитель международной конференции посвященной 300-летию учреждения Приказа рудокопных дел России и 80-летию республики Карелия (Научные редакторы: В.Я.Горьковец, В.С.Куликов). Петрозаводск 2000. С.48.
- Левченко О.А., Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А. Геохронология Карельской гранит-зеленокаменной области / Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 63–72.
- Лобач-Жученко С.Б., Глебовицкий В.А., Арестова Н.А. Мантийные источники вещества Водлозерского домена Фенноскандинавского щита // ДАН. 2009. Т. 429, № 2. С. 223–226.
- Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А., Левченко О.А. и др. Водлозерский гнейсовый комплекс раннего архея и его структурно-метаморфическая эволюция / Изотопная геохронология докембрия. Л., 1989. С. 14–45.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. и др. Архейские террейны Карелии; их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.
- Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 13 с.
- Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия). Ответственные редакторы: Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск. 2011. 433 с.
- Путеводитель геологических экскурсий по Карелии ИГКАРНЦ РАН, 2000, 52с.
- Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Куликова В.В. и др. Коматииты Водлозерского блока (Балтийский щит) // ДАН СССР. 1991. Т. 317, № 1. С. 197–202.
- Ресурсы и геохимия подземных вод Карелии. Петрозаводск, 1987, 151 с
- Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: Наука, 1979. 208 с.
- Светов А.П., Голубев А.И. Вулканические аппараты в ятулии (среднем протерозое) Центральной Карелии / Проблемы осадочной геологии докембрия, М.: Недра, 1971. Вып. 3. С. 244–252.
- Светов А.П., Голубев А.И. Вулканический аппарат ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии // ДАН СССР. 1967. Т. 77, № 1. С. 164–167.
- Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 230 с.
- Светова Е.Н., Светов С.А., Степанова А.В., Парамонов А.С. Перспективы использования прецизионного метода LA-ICP-MS для решения проблемы типоморфизма кварца // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 14. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. С. 184–189.
- Сергеев С.А., Бережная Н.Г. Изотопно-минералогические исследования цирконов из гранитогнейсового комплекса пород района среднего течения р. Водла (юго-восточная Карелия) / Совр. данные изотопной геохимии и космохимии. Л., 1985. С. 118–124.
- Сергеев С.А., Бибикина Е.В., Левченко О.А. и др. Изотопная геохронология Водлозерского гнейсового комплекса // Геохимия. 1990, № 1. С. 73–83.
- Сергеев С.А., Бибикина Е.В., Матуков Д.И. и др. Возраст пород и метаморфических процессов Водлозерского комплекса Балтийского щита (по результатам анализа цирконов U-Th-Pb изотопными методами на ионном микрозонде SHRIMP-II) // Геохимия. 2007. № 2. С. 229–236.
- Сергеев С.А., Левченко О.А., Лобач-Жученко С.Б. и др. 3,5 млрд лет – древнейший возраст, установленный для докембрия Балтийского щита // ДАН СССР. 1989. Т. 308, № 4. С. 942–945.
- Смолякин В.Ф., Шарков Е.В. Древний циркон (3,8 млрд лет) в раннепротерозойских вулканитах Восточной Карелии как свидетельство существования раннеархейской коры // Межд. конф. «Геология: история, теория, практика». М., 2009. С. 232–234.
- Соколов В.А., Эрте Г.А. Академик Г.П.Гельмерсен в Карелии. Петрозаводск Карелия 1984 г. 64 с.
- Степанова А.В., А.В. Самсонов, А.Н. Ларионов. Заключительный эпизод магматизма Среднего Палеопротерозоя в онежской структуре: данные по долеритам Заонежья // Труды КарНЦ РАН. No 1. Сер. Геология Докембрия. 2014. С. 3–17.
- Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Лобач-Жученко С.Б. и др. Возраст даек в древних тоналитах Водлозерского террейна – ключ к эволюции базитового магматизма в архее Фенноскандинавского щита // ДАН. 2009 а. Т. 428, № 4. С. 508–510.
- Boynton, W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies/ In: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth element geochemistry. Elsevier, Amsterdam, 1984. P. 62–114.

- Hannah, J.L., Stein, H.J., Zimmerman, A., Yang, G., Markey, R.J., Melezhik, V.A.*, 2006. Precise 2004±9 Ma Re–Os age for Pechenga black shale: comparison of sulfides and organic material. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, A228.
- Hart S.R., Zindler A.*, In search of a bulk-earth composition//*Chem. Geol.* 1986. Vol. 57. P. 247–267.
- Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., Doherty W., Fedorenko V.A.* Geochemistry of the Siberian Trap of the Noril'sk area, USSR, with implications for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism// *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1990. Vol. 104.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulayev V.P., Sergeev S.A. et al.* Archaean rocks from southeastern Karelia (Karelian granite greenstone terrain) // *Precam. Res.* 1993. V. 62. P. 375–379.
- Martin A.P., A.R. Prave, D.J. Condon, A. Lepland, A.E. Fallick, A.E. Romashkin, P.V. Medvedev, D.V. Rychanchik* Multiple Palaeoproterozoic carbon burial episodes and excursions // *Earth and Planetary Science Letters* 424 (2015) 226–236
- Priyatkina, N., Khudoley, A.K., Ustinov, V.N., Kullerud, K.*, 2014. 1.92 Ga kimberlitic rocks from Kimozero, NW Russia: their geochemistry, tectonic setting and unusual field occurrence. *Precambrian Res.* 249, 162–179.
- Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W. et al.* Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2,0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. N 130. P. 134–153.
- Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofmann A.W.* Precise Re–Os mineral isochron and Pb–Nd–Os isotope systematics of a mafic-ultramafic sill in the 2,0 Ga Onega plateau (Baltic Shield) // *Earth Planet. Sc. Lett.*, 1999. V. 170. P. 447–461.
- Wedepohl K. H., Hartmann G.* The composition of the primitive upper earth's mantle // *Kimberlites, related rocks and mantle xenoliths* / Meyer H. O. A. and Leonardos O. H. (Ed.). *Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais*. Rio de Janeiro, 1994. N 1. P. 486–495.

ЭКСКУРСИЯ 3

УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИЕ (ШУНГИТОВЫЕ) ПОРОДЫ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ

Голубев А.И., Ромашкин А.Е., Рычанчик Д.В.

Углеродистые породы издавна были известны на территории Карелии. Изначально их называли «черной Олонецкой землей» или «аспидом» («аспидным сланцем»). Позже их стали называть «землистым антрацитом».

А.А. Иностранцев описал 4 группы углеродистых пород Карелии (Иностранцев, 1879): 1 – «черный, блестящий, алмазно-металлический углерод»; 2 – «более тяжелый, с большим содержанием золы углерод, с призматической отдельностью и слабым графитовым блеском»; 3 – «землистая разновидность»; 4 – «черный толстослоистый сланец». Позже блестящую разновидность он предложил называть «шунгитом», по названию деревни Шуньга, в районе которой он был обнаружен.

В дальнейшем многие исследователи стали применять термин «шунгит» ко всем породам Карелии, содержащим органический углерод. Наибольшее распространение получила классификация таких пород, предложенная П.А. Борисовым (Борисов, 1956). Она довольно проста и понятна, часто используется и в настоящее время. Основным классификационным признаком в ней является содержание шунгитового вещества (т.е. углерода) в породе (табл. 1). Фактически это промышленная (эмпирическая) классификация. В ней сохранено традиционное название «шунгит» и выделены разности: шунгит I – «минерал» шунгит, который, как показывают исследования, являются природными битумами, которые правильнее называть антраксолитами т.к. этот термин появился раньше. К шунгитам II–V относятся осадочные, вулканогенно-осадочные, хемогенные породы с содержанием углерода (мас. %) соответственно: шунгит II 35–70%, шунгит III 20–35%, шунгит IV 10–20%, шунгит V <10%.

Таблица 1. Классификация шунгитовых пород (Борисов, 1956)

	Разновидности шунгитовых пород				
	I	II	III	IV	V
Содержание углерода, %	98	60	35	20	5–10
Зола, %	2	40	65	80	90–95

Несмотря на свою простоту, у этой классификации есть много недостатков. Она не учитывает состав минеральной основы, типы пород и генезис органического вещества. Так в одну и ту же группу могут попасть породы различного состава и генезиса такие как лидиты, доломиты, песчаники, алевролиты, сланцы и др.

Впоследствии создавались и другие классификации (Галдобина и др., 1975, Калинин, 1984, Горлов, 1984).

Одной из последних классификаций шунгитовых пород Карелии является генетическая классификация предложенная М.М. Филипповым (Филиппов, 2002). В ней породы подразделяются на 4 группы (табл. 2) в зависимости от типа шунгитового вещества. *Первая группа* – с первично-осадочным веществом – сапропелитовые породы: осадочные, вулканогенно-осадочные, хемогенные породы с содержанием углерода до 10–15% (масс.), для них характерна слоистая текстура. *Вторая группа* – с миграционным веществом – битумолитовые породы: бывшие коллекторы углеводородов; шунгитовое вещество содержится в межзерновом пространстве минеральной матрицы. В эту группу включены также проявления жильных антраксолитов. *Третья группа* – породы, в которых шунгитовое вещество первично-осадочное, миграционное и смешанное – это сапробитумолитовые породы, формируемые в процессе развития складок нагнетания. Их можно называть экструзивными, для них характерен пелитовый облик, массивная и брекчиевидная текстуры. *Четвертая группа* – породы с переотложенным шунгитовым веществом, которое входит в состав терригенных частиц или захоронено в осадке в виде сгустков («лепешек») вязких битумов. Это вулканогенно-осадочные породы с низким (1–5%) содержанием углерода. Породы первых трех групп изучены в заонежской свите, а четвертой – в кондопожской.

Таблица 2. Классификация шунгитоносных пород (по Филиппов М.М., 2002)

Группа	Характеристика первичного ОВ	Под-группа	Содержание $C_{\text{сис}}$, %	Название
1. Сапропелитовые породы	ОВ сапропелевого типа, сингенетичное			
	Умеренно рассеянное	1	0,1–0,5	Субдоманикоиды
	Слабоконцентрированное	2	0,5–5	Доманикоиды
	Умеренно концентрированное	3	5–10	Доманикиты
2. Сапробитумолитовые породы	ОВ смешанного происхождения: сапропелево-сингенетичное, миграционное в виде УВ, оставшихся в материнской породе, миграционное (перемещенное, выжатое) в составе органических соединений			
	Слабоконцентрированное	1	До 5	Сапробитумолитовая порода
	Умеренно концентрированное	2	5–10	—
	Сильноконцентрированное	3	10–80 в т.ч. 10–45 45–80	Экструзивные сапробитумолиты Максовиты Шунгиты
3. Битумолитовые породы	ОВ миграционное (наптоиды, нафтиды)			
	Слабоконцентрированное	1	До 5	Битумолитовые породы
	Умеренно концентрированное	2	5–10	—
4. Переотложенные сапробитумолитовые породы	ОВ переотложенное			
	Умеренно рассеянное	1	0,5–2,5 редко до 5	Песчаники, алевролиты, сланцы, в т.ч. низзериты, мягрозериты (грубое и тонкое переслаивание алевролитов и сланцев)

Распространение, стратиграфическое положение и состав углеродсодержащих (шунгитовых) пород

Углеродистые (шунгитовые) породы участками распространены в нескольких регионах Карелии: на севере Карелии (Пана-Куоляярвинская, Кукасозерская структуры), в северном Приладожье. Также встречаются они и на Кольском полуострове (Печенгская структура). Но наиболее широко они распространены в Онежской палеопротерозойской синклинойной структуре. Она приурочена к юго-восточной части докембрийского Карельского массива (кратона) Фенноскандинавского щита (рис. 1).

Большинство пород слагающих ее образовались в интервале времени от 2500 до 1650 млн. лет назад (рис. 2). Собственно углеродистые породы наиболее широко представлены в составе двух стратиграфических подразделений: людиковийском (2100–1920 млн лет) и калевийском (1920–1800 млн лет) надгоризонтах региональной стратиграфической шкалы (Общая стратиграфическая..., 2000). Отдельные фрагменты (обломки в песчаниках) этих пород присутствуют в веписийском надгоризонте (1800–1650 млн лет). Суммарное количество органического углерода, накопленное в Онежской структуре, оценивается в 25×10^{10} т. (Филиппов, 2002). По составу минеральной основы шунгитовые породы чрезвычайно разнообразны. Они представлены кремнистыми (лидиты, кремнистые сланцы, максовиты), карбонатными (доломиты, известняки), терригенными (алевролиты, песчаники), первично-глинистыми и вулканогенно-осадочными породами.

Во время экскурсии предполагается посетить объекты высокоуглеродистых пород (месторождение Шуньга и Забогинское месторождение, которое представлено двумя залежами: максовской и забогинской) которые относятся к людиковийскому надгоризонту, заонежскому горизонту, а именно к верхнезаонежской подсвите.

Краткая характеристика пород заонежского горизонта

Людиковийский надгоризонт (по названию людиковийской ветви карельского народа) был выделен (Соколов, Галдобина 1982; Стратиграфия... 1984) в составе заонежской и суйсарской свит для обозначения толщи вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород, перекрывающих существенно доломитовые отложения ятулийского надгоризонта. Людиковийский надгоризонт подразделяется на два горизонта: заонежский и суйсарский, в составе которых выделяются две свиты, заонежская и суйсарская соответственно. Разрез заонежской свиты представлен разнообразными терригенными, первично-глинистыми, кремнистыми и карбонатными породами, содержащими в той или иной мере органическое вещество. Здесь же широко развиты и магматические породы. Магматические породы заонежского горизонта рассматриваются в составе заонежского базальтового подкомплекса, а их субвулканические комагматы в виде заонежского габбро-долеритового подкомплекса. Суйсарский горизонт, состоит практически только из магматических образований разных фаций, включая и субвулканические, и описан в составе единого суйсарского пикрит-базальтового комплекса (Куликов и др., 1999).

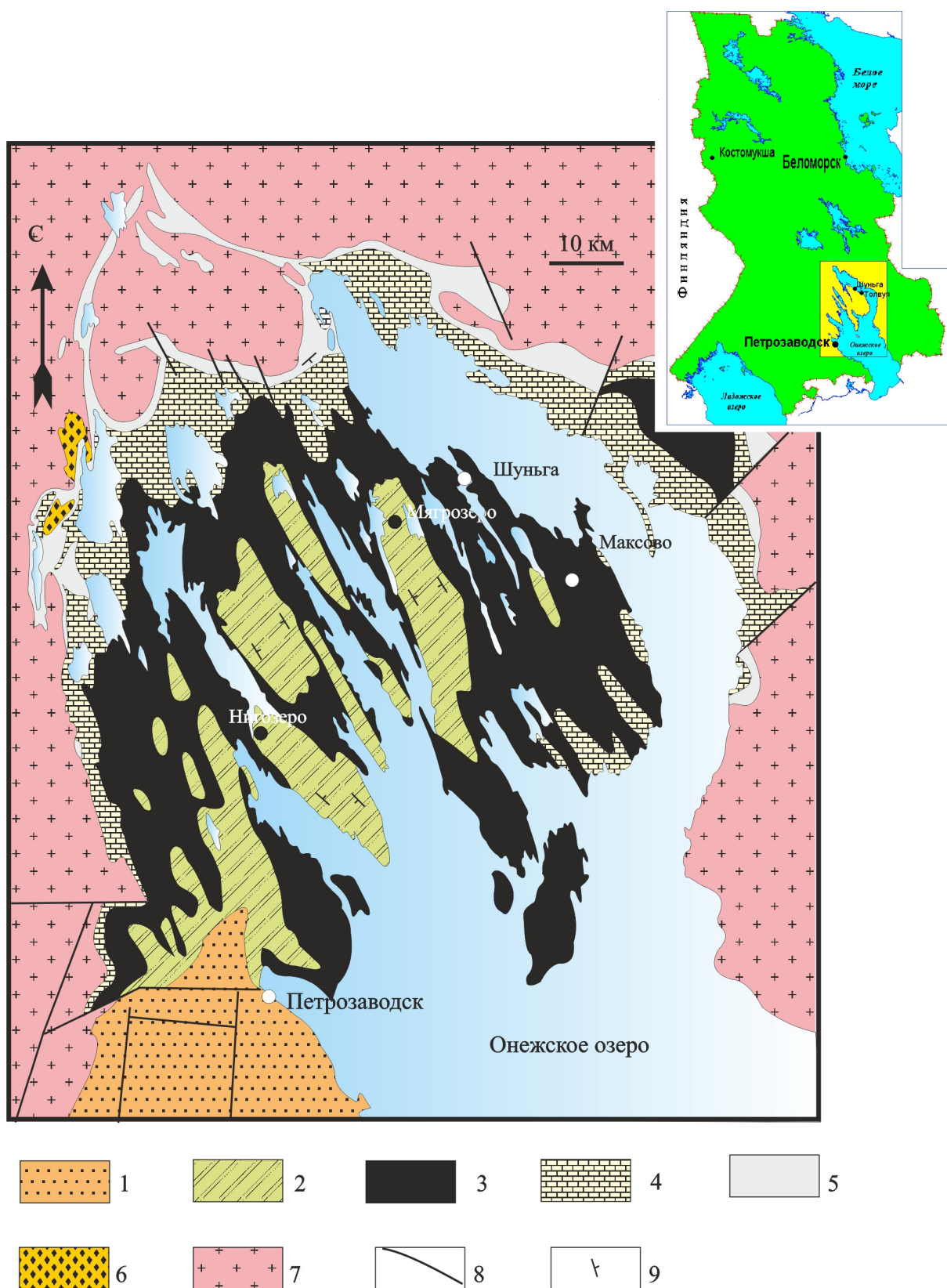


Рис. 1. Геологическая схема Онежского синклинория.

1 – веппский надгоризонт; 2 – калевийский надгоризонт; 3 – людиковийский надгоризонт; 4, 5 – ятулийский надгоризонт (4 – онежский горизонт; 5 – сегозерский горизонт); 6 – сариолийский надгоризонт; 7 – архейский фундамент; 8 – разрывные нарушения; 9 – элементы залегания слоистости. На врезке указано расположение Онежского синклинория.

Акротема	Эонотема	Надгоризонт	Горизонт		Абсолют- ный возраст (млн лет)	Мощность, м	Литологический состав
Протерозойская	Нижняя (карельская)	вепсский			1650	1500	Песчаники, кварцито-песчаники, алевролиты, сланцы, конгломераты, конглобрекции. Силлы и лавы основного состава.
		калевский			1800	1000	Переслаивание граувакковых песчаников, алевролитов, углеродсодержащих аргиллитов с прослоями мелкогалечниковых конгломератов.
		людиковый	суйсарский		1920	700	Туфы, туффиты, лавы базальтового, пикробазальтового и мелабазальтового состава.
			заонежский			1200	Полевошпат-кварцевые песчаники, алевролиты, кривозериты, шунгитсодержащие алевролиты, аргиллиты с прослоями доломитов, известняков, лидитов. Лавы и силлы основного состава.
		ятулийский	онежский		2100	500	Доломиты, известняки мраморизованные, песчаники кварцевые с доломитовым цементом, алевролиты, сланцы, базальты.
			сегозер-ский			1100	Песчаники, кварцито-песчаники, сланцы, туффиты, редкие прослои карбонатных пород, конгломераты, базальты.
		Сарио- лийский			2300	500	Полимиктовые и гранитные конгломераты, аркозы, граувакки, лавы андезитобазальтового состава.
			сумий- ский		2400	1000	Конгломераты, туфоконгломераты, гравелиты, аркозовые песчаники, кварцевые порфиры дацит-риолитового состава.
					2500	2000	Туфы средних и кислых вулканитов, сланцы, железистые кварциты, углеродсодержащие и карбонатные породы, конгломераты, базальты, коматииты, андезиты.
					3200	>3000	Биотитовые, эпидот-биотитовые, амфиболовые и кианит-содержащие гнейсы и гранито-гнейсы.
Архейская	Верхняя (лопийская)						
	Нижняя (саамская)						

Рис. 2. Общая стратиграфическая колонка Карелии

Стратотип заонежского горизонта расположен в северо-восточной части Онежской структуры и представлен породами заонежской свиты. Образования свиты распространены от широты г.Петрозаводска на юге и до широты проходящей в 20 км к югу от г.Медвежьегорска на севере. На востоке, северо-востоке они примыкают к гнейсо-гранитам основания структуры (район рек Пажа и Кочкома) и распространяются на запад почти до долготы оз.Пяозеро (Кондопожский район).

Заонежская свита включает в себя осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования. Характерной особенностью свиты является присутствие в слагающих ее породах метаморфизованного органического вещества (ОВ), по исторически сложившейся традиции называемого шунгитовым веществом (ШВ). Помимо этого, только в этой свите присутствуют пласты, линзовидные прослои углеродсодержащих пород (в литературе чаще называемые горизонтами) с необычайно высоким содержанием $C_{орг}$ более 20% (масс.). Основная часть этих горизонтов приурочена к средней части свиты. Полнота изученности разрезов свиты разных районов Онежской структуры значительно отличается друг от друга.

Внутреннее строение свиты.

В настоящее время существуют два основных представления о внутреннем строении заонежской свиты. В первом случае (Полеховский, Голубев, 1989) она подразделяется на три подсвиты. Нижняя подсвита, глинисто-карбонатно-сланцевая (в средней своей части углеродсодержащая), отражает трансгрессивную направленность осадконакопления. Средняя подсвита вулканогенно-осадочная. Верхняя – осадочно-вулканогенная, в составе которой вулканиты составляют более половины разреза. При этом в нижней подсвите выделяется три пачки, в средней – десять пачек, в верхней – девять пачек.

Во втором случае (Геология шунгитоносных..., 1982) заонежская свита подразделяется на две подсвиты. Нижняя осадочная, состоящая из двух пачек, представлена в основном алевролитами, аргиллитами, карбонатными породами и реже песчаниками. Верхняя осадочно-вулканогенная включает три пачки, каждая из которых характеризуется не только особенностями внутреннего строения, но и характером лавовых покровов (Светов, 1979). Учитывая фациальную изменчивость пород, в верхней подсвите выделяется три типа разрезов: вулканогенный, осадочно-вулканогенный и вулканогенно-осадочный.

Авторы данного раздела считают, что при имеющихся на данный момент литологических, литолого-геохимических, геофизических и других данных, а также в связи с существованием проблемы с корреляцией отдельных пачек из-за монотонности разреза на разных уровнях свиты, рациональнее использовать разделение свиты на две подсвиты. Нижнюю (соответствующую нижнему подгоризонту заонежского горизонта) и верхнюю (соответствующую верхнему подгоризонту заонежского горизонта), первая из которых делится на две пачки, а вторая – на три (рис. 3).

Нижняя подсвита. Сложена в основном аргиллитами, алевролитами, (реже мелкозернистыми песчаниками) и карбонатными породами. Карбонат представлен преимущественно доломитом. Для пород подсвиты характерны серые, зеленовато-серые цвета окраски, иногда темно-серые до черных (в случае присутствия органического вещества), обильная вкрапленность пирита.

Нижняя пачка подсвиты мощностью 100–130 м представлена переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями песчанистых доломитов, и имеет преимущественно груборитмичное строение. Преобладает горизонтальная слоистость. Обломочный материал большей частью представлен кварцем и альбитом, реже встречаются циркон, рутил, биотит и др. Цемент в основном хлорит-серицит-карбонатный. Часто встречается мелкая вкрапленность кристаллического пирита. В этой пачке, преимущественно в алевролитовых и аргиллитовых прослоях, отмечается присутствие шунгитового вещества ($C_{орг}$ до 3% (масс.), которое придает породам темно-серую окраску. В нижней части подсвиты, в большинстве районов широко развиты процессы окисления, которые проявляются в изменении окраски пород до буровато-красного цвета.

Верхняя пачка подсвиты, мощностью от 60 до 90 м., представлена аргиллитами, алевролитами, песчаниками, и породами кварц-серицит-хлоритового и кварц-серицит-хлорит-карбонатного состава. Характерной особенностью пород этой пачки является присутствие в ее разрезе глинисто-карбонатных и карбонатно-глинистых (мергелистых) пород с характерной микроритмичной слоистостью, которые в литературе часто называют кривозеритами (термин введен в литературу в 19 веке Ф.Б. Шмидтом). Они присутствуют во всех известных разрезах нижней подсвиты заонежской свиты и могут являться хорошим маркирующим горизонтом. Верхняя часть разреза пачки представлена переслаиванием полевошпат-кварцевых мелкозернистых песчаников и алевролитов с кварц-серицит-хлоритовыми породами. Образования нижней подсвиты согласно перекрываются осадочными породами верхней подсвиты, которые довольно отчетливо отличаются по литологическому составу.

Верхняя подсвита. Характерными особенностями этой подсвиты являются: общая обогатенность осадочных пород углеродом; наличие в разрезе свиты горизонтов пород с высоким (более 20% масс.) содержанием органического вещества (ОВ); присутствие в разрезе лав основного состава и силлов габбро-долеритов.

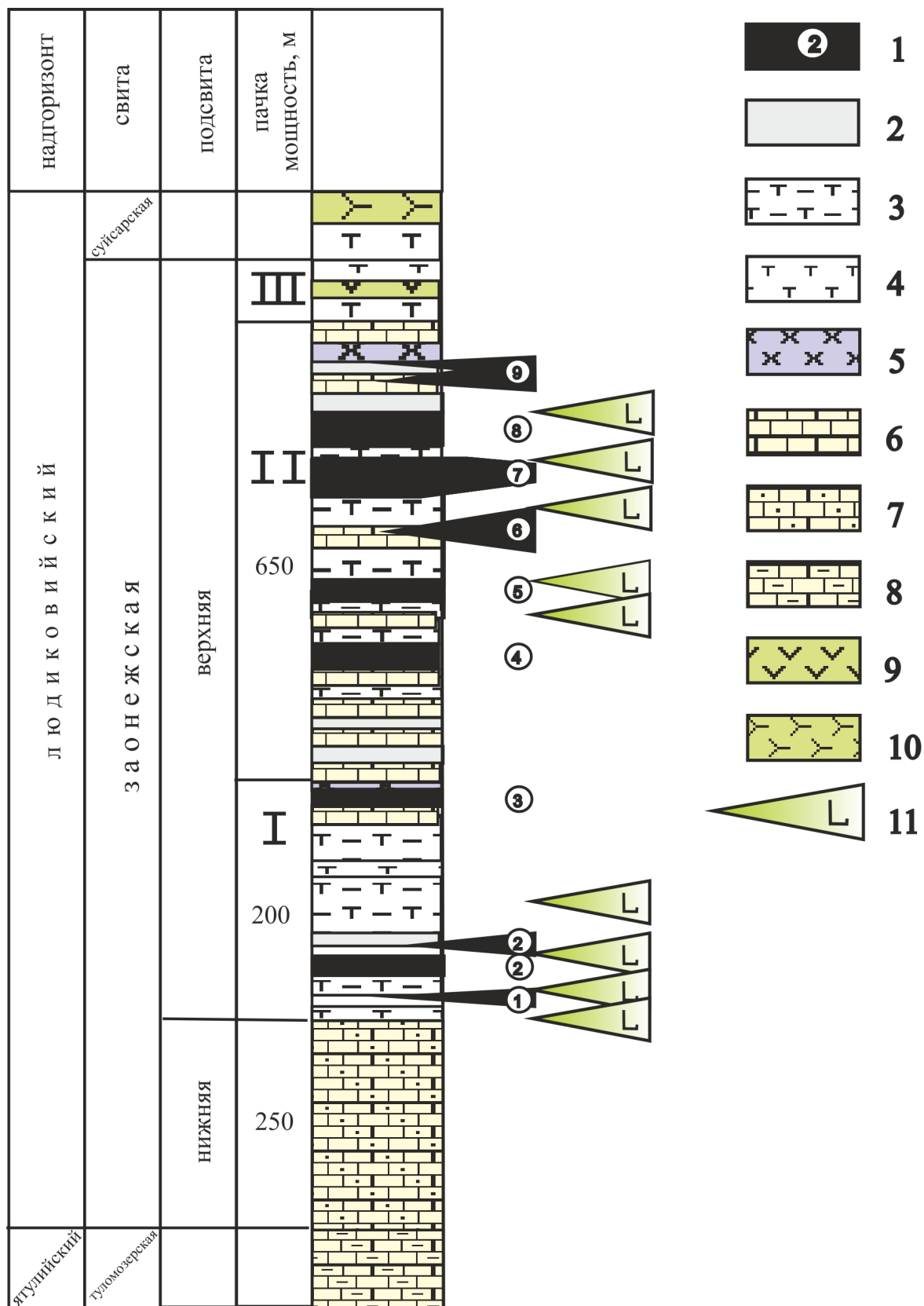


Рис. 3. Стратиграфическая колонка заонежской свиты и положение горизонтов шунгитоносных пород.

1 – горизонты шунгитоносных пород и их номера; 2 – алевролиты; 3 – туфиты; 4 – базальтовые туфы; 5 – кремнистые породы; 6 – доломиты; 7 – карбонаты, сланцы; 8 – доломиты, алевролиты; 9 – базальты; 10 – основные и ультраосновные лавы суйсарской свиты; 11 – силлы габбро-долеритов.

В связи с фациальной изменчивостью пород верхней подсвиты, выделяется три типа разрезов (Геология шунгитоносных..., 1982): вулканогенный, находящийся преимущественно в юго-западной части площади распространения этих пород, где вулканогенные образования составляют более половины разреза; осадочно-вулканогенный, характерный для центральной части и вулканогенно-осадочный, присущий для северо-восточной части структуры. Помимо этого, можно выделить и четвертый, осадочный тип разреза, который развит в районе рек Пажа и Кочкома (северо-восточный берег Онежского озера). В целом эти типы разрезов имеют сходное строение и в зависимости от удаленности от вулканических центров отличаются лишь объемом вулканогенного материала присутствующего в них и степени его переработки. В каждом из типов разрезов выделяется по три литолого-стратиграфические пачки.

Первая пачка сложена темно-серыми, черными шунгитсодержащими туфоогенно-осадочными породами песчанистой, алевроитовой и пелитовой размерности с отдельными карбонатными прослоями и линзами (преимущественно доломитового состава) часто с сульфидной вкрапленностью. В ее строении принимают участие также покровы и отдельные потоки основного состава с миндалекаменной текстурой. Они присутствуют в вулканогенном и осадочно-вулканогенном типах разрезов.

Вторая пачка представлена черными шунгитсодержащими алевролитами, кварц-серицит биотитовыми породами, доломитами. В ее верхней части в значительном объеме присутствуют вулканогенно-хемогенные образования, представленные слоями и линзами доломитов и лидитов, переслаивающиеся с шунгитовыми породами. В строении пачки принимают участие покровы лав базальтового состава, которые присутствуют только в вулканогенном и осадочно-вулканогенном типах разрезов.

Третья пачка сложена шунгитсодержащими песчаниками, алевролитами, кварц-биотит-хлоритовыми, биотит-альбит-кварцевыми породами иногда с прослоями шунгитсодержащих доломитов. Потоки и покровы лав базальтового и андези-базальтового состава встречаются лишь в отдельных небольших структурах, преимущественно с осадочно-вулканогенным типом разреза.

Шунгитоносные породы верхней заонежской подсвиты

Как отмечалось выше, все осадочные породы свиты обогащены в той или иной мере ШВ, содержание которого колеблется от долей % до 80 (масс. %). Большая часть их приурочена к верхней подсвите. Среди них можно выделить породы с низким содержанием ШВ (в большинстве случаев менее 20 масс.%) и породы с высоким содержанием ШВ (> 20 масс. %). Встречаются в разрезе также антракосилиты, содержание углерода в которых достигает 98% мас. (по классификации П.А. Борисова – шунгит-I).

Шунгитоносные породы с низким содержанием ШВ (по классификации П.А. Борисова – шунгит IV и V). К ним относятся терригенные породы песчаной, алевроитовой и аргиллитовой размерности, карбонатные породы, лидиты (силициты содержащие первые проценты ОВ). В них почти всегда сохраняются первичные текстуры, чаще всего это тонкая параллельная слоистость. Часто отмечается сульфидная вкрапленность, иногда интенсивная сульфидизация отдельных слоев.

Шунгитоносные породы с высоким содержанием ШВ (по классификации Борисова П.А. – шунгит III и II). Среди них выделяются максовиты и шунгиты (Атлас текстур ..., 2006).

Максовиты (по названию максовской залежи, где они наиболее полно изучены) в большинстве случаев, причем во всех типах разрезов, образуют специфические горизонты высокоуглеродистых пород с содержанием Сорг.>20% (масс.). Представляют собой не выдержанные по мощности (от первых метров до более 100 м в местах, где они образуют куполовидные антиклинальные складки) пласты, часто выклинивающиеся или раздваивающиеся. Серовато-черные, матовые, плотные, пелитоморфные. Содержание углерода в них, тоже не постоянно (от 20 до 35–40% мас.). Приурочены они к первой и второй пачкам подсвиты. В разных частях их распространения выделяется до 9 таких горизонтов (рис. 3). По текстурным признакам среди них выделяются: слоистые, массивные, трещиноватые, брекчированные максовиты и максовиты с миндалевидными включениями (Рычанчик, Ромашкин, 2000).

Слоистые максовиты встречаются только на участках выклинивания купольных тел и в их подошве. Визуально слоистость проявляется при снижении содержания $C_{св}$ ниже 20%. Слоистость максовитов тонкая и неотчетливая, материал обычно алевроитовой размерности.

Массивные максовиты – это пелитоморфные породы от темно-серого до черного цвета с тонкой рассеянной вкрапленностью пирита. Встречаются участки, густо насыщенные изометричными и линзовидными выделениями перекристаллизованного пирита. Величина этих выделений 2–3 мм, иногда до 0,5–1,5 см. В полированных срезах при небольшом увеличении порода представляет собой смесь разностей, которые отличаются по содержанию углерода: серая разность менее насыщена ШВ, бурая – содержит относительно больше ШВ. Серая разность отличается чуть более грубозернистым материалом в пределах пелитовой размерности. Их взаимоотношение в пределах одного образца очень сложное. Соотношение разностей может меняться в широких пределах, участки с преобладанием бурой разности часто имеют флюидальную текстуру.

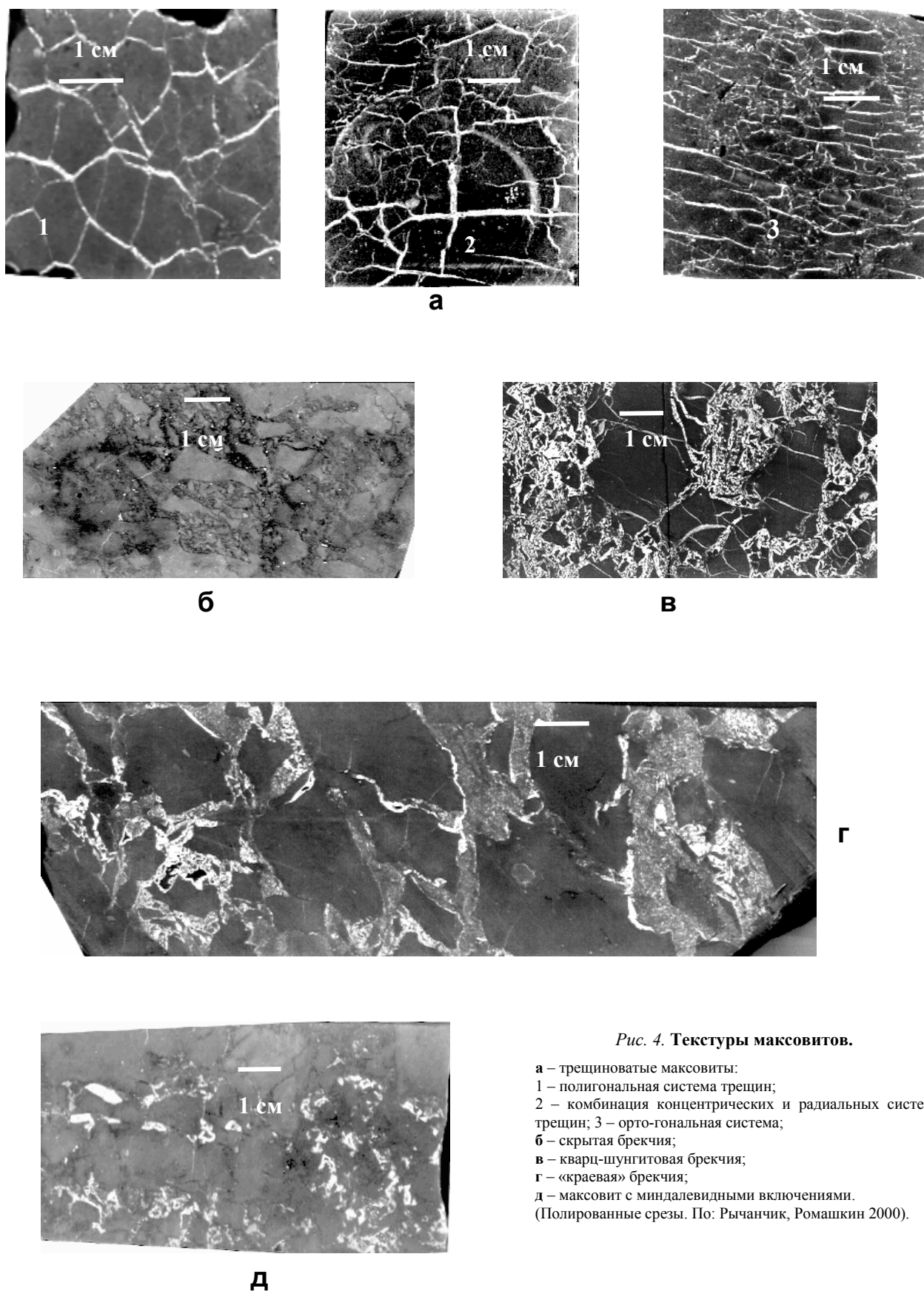


Рис. 4. Текстуры малахитов.

а – трещиноватые малахиты:
 1 – полигональная система трещин;
 2 – комбинация концентрических и радиальных систем трещин; 3 – орто-гональная система;
б – скрытая брекчия;
в – кварц-шунгитовая брекчия;
г – «краевая» брекчия;
д – малахит с миндалевидными включениями.
 (Полированные срезы. По: Рычанчик, Ромашкин 2000).

Трещиноватые максовиты (рис. 4а) отличаются от массивных наличием систем тонких трещин с размерами 1–3, реже до 5 мм. Система трещин в основном субпараллельная, реже – ортогональная или неправильно ветвящаяся. Трещины выполнены шестоватыми агрегатами кварца, направленными перпендикулярно стенкам, часто с серицитом и мелкими линзовидными обломками породы. Обычно в прожилках содержатся отдельные кристаллы пирита размером до 1 мм, изредка встречаются участки породы, где прожилки почти нацело заполнены пиритом.

Брекчированные максовиты по количественному соотношению обломков и цемента подразделяются на сильно брекчированные (50–60% обломков), средне брекчированные (60–70%) и слабо брекчированные (80–90%). По составу цемента среди них выделено две разновидности. *Скрытая брекчия* (рис. 4б) отличается тем, что обломки цементируются близким им по составу веществом, в котором также присутствует миграционное органическое вещество.

Кварц-шунгитовая брекчия (рис. 4в) состоит из угловатых обломков величиной до 3–5 см, сцементированных мелкозернистым, реже среднезернистым, кварцем и, в подчиненном количестве, слюдами, карбонатом и органическим веществом. Обломки представлены как массивными, так и трещиноватыми породами, в которых преобладает бурая разность. С увеличением степени брекчированности размеры обломков уменьшаются, а количество кварцевого цемента увеличивается, достигая 1/3 объема породы. В некоторых случаях цемент брекчий представлен пиритом.

Максовиты с миндалевидными включениями (рис. 4д) отличаются наличием округлых, иногда вытянутых или неправильных по форме зональных выделений. Они заполнены кварцем и антраксолитом. Размер включений до 3–5 мм. В полированных срезах видно, что антраксолит стального (графитовидного) оттенка занимает обычно центральную часть включений, мелкие включения могут состоять из него целиком. Часто антраксолит имеет концентрическую зональность, иногда образует оторочку включений. Кварц в миндалевидных включениях, обычно, более крупнозернистый, чем в прожилках и в цементе брекчий.

Шунгиты в основном приурочены к верхней части второй пачки верхней подсвиты. Отличаются параллелепipedальной отдельностью и графитоидным блеском. Относятся к группе экструзивных сапробитумолитовых пород. Внешне напоминают антрацит. Минеральная составляющая представлена в основном кварцем, серицитом, хлоритом. Слагают субпластовые тела или обособленные участки среди максовитов.

Антраксолиты по составу представляют собой наиболее высокоуглеродистые образования (содержание углерода более 90 масс. %). Черного цвета, со смоляным или алмазным блеском. Часто наблюдается раковинистый излом и параллелепipedальная отдельность. Они образуют секущие и пластовые жилы. По современным представлениям они являются высшими битумами высокой степени метаморфизма и представляют собой продукты метаморфических изменений нефтей.

Петрохимическая и геохимическая характеристика углеродсодержащих пород заонежской свиты

Геохимия и петрохимия пород заонежской свиты была детально рассмотрена в более ранних работах (Голубев и др., 1984). Анализ большого фактического материала показал, что по химическому составу углеродсодержащие породы из различных структур Карелии (в т.ч. Онежской) тяготеют к полю глини (высокоглинистые и глинистые группы пород), которые являются производными переомытой и переотложенной пирокластики и отвечают классу субграувакк, граувакк и мелановакк (Голубев и др., 1984).

В настоящей работе геохимическая характеристика углеродсодержащих осадочных пород свиты дана на примере первой и второй пачек верхней заонежской подсвиты (табл. 3), где они представляют большую часть разреза. Для более корректного выяснения состава и условий их осадконакопления в расчет не принимались породы, которые претерпели метасоматические и приконтактные изменения. Из таблицы видно, что породы второй пачки представлены более кремнистыми разновидностями. Среднее значение SiO_2 для нее составляет примерно 52 масс.% (78,6%) (в скобках и далее приводятся содержания окислов в пересчете на безуглеродистую минеральную массу), тогда как для первой эта величина равна 39,2% (69,12%). В первой пачке отчетливо наблюдается преобладание натрия над калием (1,73% (2,78%) Na_2O , 0,95% (1,56%) K_2O), а во второй наоборот (0,41% (0,56%) Na_2O , 1,37% (2,25%) K_2O). Эта закономерность является важным критерием для корреляции разрезов свиты.

Вторая пачка богаче рубидием, который чаще всего связан с калиевыми минералами. Обращает на себя внимание повышенное содержание марганца и фосфора в карбонатах по сравнению с другими породами. Марганец часто входит в карбонаты в виде родохрозитовой составляющей, что характерно и для карбонатных пород ятулийского надгоризонта, описанных выше. Фосфор обычно обогащает карбонаты, входя в них в виде франколита (фосфата кальция) и замещая карбонатные минералы. Повышенные содержания цинка в карбонатных породах обычно связано с нахождением его в сульфидной и карбонатной формах, что можно наблюдать в некоторых черных сланцах «доманикового типа» (Юдович, Кетрис, 1988).

Результаты кластерного анализа по породам заонежской свиты показывают наиболее тесную связь между такими парами элементов как $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$, FeO-MnO , MgO-CaO , $\text{Na}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3$ и отдельно обособлено находится SiO_2 . Тесные связи между элементами отражают совместное вхождение их в минералы. Так кальций и магний входят в карбонаты, кремний преобладает в виде кварца, двухвалентное железо и марганец – в карбонатных породах в виде сидерита и родохрозита. Тесная связь алюминия и титана обычно возникает в результате выветривания. При разрушении кристаллической решетки алюмосиликатов алюминий и титан гидролизуются и могут мигрировать в виде коллоидных растворов и взвесей. В этом случае они совместно обогащают глинистую составляющую коры выветривания.

Средний химический состав шунгитовых пород для высокоуглеродистых пород в выделенных горизонтах (рис. 3) представлен в табл. 4. Анализ таблицы показывает, что состав пород при переходе от горизонта к горизонту не постоянен почти по всем элементам. Так только второй горизонт показывает преобладание содержания натрия над калием, в пятом их значения почти равны, а во всех остальных горизонтах наблюдается заметное превышение калия над натрием. Наиболее высокоуглеродистые породы среди всех шунгитовых горизонтов принадлежат к девятому горизонту (к нему относится и месторождение Шуньга), а наименьшие содержания в пятом и седьмом пластах (менее 25%). Обращают на себя внимание значительные повышения содержаний в девятом пласте таких элементов как ванадий, фосфор, никель, литий, в меньшей мере кобальт.

Таблица 3. Средние содержания породообразующих и некоторых малых элементов для пород верхней подсвиты заонежской свиты (масс.% окислов)

Компоненты	1-ая пачка		2-ая пачка		Карбонатные породы
SiO_2	39,20	(65,12)	52,02	(78,60)	17,21
TiO_2	0,59	(0,88)	0,34	(0,55)	0,21
Al_2O_3	7,82	(12,84)	5,17	(8,18)	2,66
Fe_2O_3	4,13	(7,34)	2,71	(4,55)	3,18
FeO	2,34	(3,55)	0,63	(0,99)	1,65
MnO	0,073	(0,12)	0,024	(0,04)	0,134
MgO	2,62	(4,15)	1,90	(3,16)	13,17
CaO	1,21	(1,65)	0,92	(1,50)	25,14
Na_2O	1,73	(2,78)	0,41	(0,56)	0,09
K_2O	0,95	(1,56)	1,37	(2,25)	0,89
(H_2O)	1,39		1,19		0,32
п.п.п.	38,50		33,90		34,23
P_2O_5	0,101		0,133		0,154
Cr_2O_3	0,0140		0,0143		0,0082
V_2O_5	0,0419		0,0588		0,0134
CoO	0,0016		0,0012		0,0009
NiO	0,0102		0,0136		0,0055
CuO	0,0086		0,0059		0,0029
ZnO	0,0128		0,0148		0,0171
Li_2O	0,00222		0,00486		0,00306
Rb_2O	0,00060		0,00278		0,00243
Cs_2O	0,00010		0,00017		0,00029
Сумма	99,73		99,81		99,68
CO_2	0,25		0,98		22,78
$S_{\text{общ}}$	0,30		1,16		1,80
Сорг	36,56		30,57		
n	156		212		68

Примечание: в скобках даны значения пересчитанные на минеральную массу.
n – число анализов.

Таблица 4. Средние содержания породообразующих и некоторых малых элементов для шунгитовых пород разных горизонтов верхней подсвиты заонежской свиты (масс.% окислов)

Окислы	Горизонты							
	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	36,74	51,90	63,60	58,27	53,81	67,27	52,16	32,17
TiO_2	0,60	0,51	0,21	0,43	0,35	0,21	0,24	0,38
Al_2O_3	7,93	7,22	3,18	7,31	5,30	4,16	3,72	4,25
Fe_2O_3	4,41	2,71	1,03	1,17	2,83	1,27	1,23	4,00
FeO	2,71	0,43	0,54	0,86	0,63	0,43	0,49	0,84
MnO	0,085	0,010	0,015	0,020	0,024	0,014	0,013	0,028
MgO	3,00	0,62	0,31	1,40	2,18	0,52	0,70	2,71
CaO	1,41	0,16	0,11	0,29	1,25	0,02	0,09	1,82
Na_2O	1,84	1,18	0,05	1,76	0,25	0,03	0,09	0,19
K_2O	0,69	2,31	1,67	1,72	1,39	1,36	1,06	1,66
(H_2O)	1,52	0,97	0,78	0,65	0,99	2,12	0,99	2,09
п.п.п.	39,70	32,30	28,77	26,01	31,46	24,32	39,54	50,46
P_2O_5	0,108	0,063	0,044	0,073	0,140	0,068	0,096	0,239
Cr_2O_3	0,0133	0,0178	0,0113	0,0222	0,0158	0,0126	0,0106	0,0159
V_2O_5	0,0422	0,0405	0,0327	0,0739	0,0453	0,0292	0,0373	0,1687
CoO	0,0016	0,0012	0,0017	0,0010	0,0001	0,0003	0,0005	0,0023
NiO	0,0103	0,0095	0,0079	0,0174	0,0077	0,0088	0,0090	0,0208
CuO	0,0090	0,0063	0,0044	0,0053	0,0031	0,0038	0,0047	0,0071
ZnO	0,0139	0,0067	0,0031	0,0071	0,0195	0,0060	0,0054	0,0142
Li_2O	0,00222				0,00220			0,01900
Rb_2O	0,00060				0,00193			0,00110
Cs_2O	0,00010				0,00010			0,00020
Сумма	99,73	99,76	99,63	99,74	99,86	99,69	99,79	99,77
CO_2	0,28	0,09	0,01	0,09	1,67	0,01	0,37	1,05
Собщ.	0,18	0,92	0,63	0,51	1,20	0,39	0,63	2,80
Сорг	37,71	30,33	27,36	24,77	27,60	21,81	37,56	44,52

Для геохимической характеристики осадочных пород, слагающих разрез верхней заонежской подсвиты, по петрографическим и петрохимическим признакам были выделены несколько групп: *карбонатные породы*. В эту группу вошли породы, минеральная основа которых более чем на 50% представлена карбонатными минералами, в основном кальцитом и доломитом; *кремнистые породы*. Эта группа представлена в основном лититами и породами содержание SiO_2 в которых, при пересчете на минеральную массу, составляет более 90% (масс.); *туфы*. В группу вошли породы, в составе которых преобладает пирокластический материал *алевролиты*. В состав этой группы включены терригенные породы, обломки алевролитовой реже песчанистой размерности которых представлены в основном перемытым туфовым материалом; *сланцы*. Представляют собой тонкозернистые, скрытокристаллические породы минеральная основа которых

первоначально была представлена первично глинистым веществом. Для сравнения с вышеназванными группами вмещающих пород, отдельно рассматривается группа (шунгит I) представленная жильными разностями антраксолитов, содержание Сорг в которых превышает 90%.

Необходимо отметить, что содержание Сорг в выделенных типах пород колеблется в широких пределах (от первых процентов до 70%). Исключение составляют лишь карбонатные породы, доля шунгитового вещества в которых сравнительно невелика и жильные антраксолиты, которые почти нацело состоят из углерода. Для исследования поведения элементов в зависимости от содержания Сорг, все шунгитовые породы были разделены на группы: Сорг<10%, от 10 до 25%, от 25 до 40% и от 40 до 80%.

В таблицах 5 и 6 приведены значения средних содержаний некоторых элементов в различных типах пород и с различным содержанием в них углерода.

Таблица 5. Средние содержания некоторых элементов в различных типах углеродсодержащих пород (в скобках приведено количество анализов)

Типы пород	MnO	P ₂ O ₅	Cr	V	Co	Ni	Cu	Zn	Li	Rb	Cs
алевролиты (98)	0.015	0.102	0.0095	0.0268	0.0006	0.0149	0.0050	0.0097	0.00108	0.00209	0.00011
аргиллиты (71)	0.072	0.180	0.0108	0.0415	0.0021	0.0143	0.0085	0.0175	0.00403	0.00302	0.00029
карбонатные (21)	0.134	0.154	0.0056	0.0075	0.0007	0.0044	0.0024	0.0138	0.00142	0.00222	0.00027
кремнистые (56)	0.023	0.059	0.0098	0.0150	0.0004	0.0059	0.0031	0.0027	0.00123	0.00177	0.00009
туфы (31)	0.041	0.183	0.0146	0.0576	0.0017	0.0131	0.0084	0.0244	0.00178	0.00244	0.00020
шунгит (5)	0.014	0.024	0.0048	0.0531	0.0006	0.0254	0.0110	0.0118			

Таблица 6. Средние содержания некоторых элементов в породах с различным количеством содержания Сорг.

Типы пород сод-е Сорг	MnO	P ₂ O ₅	Cr	V	Co	Ni	Cu	Zn	К-во анализов
алевролиты									
<10% Сорг	0.046	0.092	0.0127	0.0387	0.0014	0.0270	0.0025	0.0065	10
10–25% Сорг	0.016	0.067	0.0144	0.0424	0.0007	0.0126	0.0090	0.0200	14
25–40% Сорг	0.013	0.124	0.0085	0.0200	0.0006	0.0201	0.0050	0.0079	39
40–80% Сорг	0.009	0.090	0.0084	0.0266	0.0003	0.0074	0.0043	0.0086	35
аргиллиты									
<10% Сорг	0.146	0.257	0.0118	0.0322	0.0041	0.0113	0.0143	0.0159	16
10–25% Сорг	0.065	0.136	0.0171	0.0216	0.0016	0.0111	0.0138	0.0267	8
25–40% Сорг	0.108	0.081	0.0083	0.0252	0.0017	0.0113	0.0066	0.0139	9
40–80% Сорг	0.037	0.184	0.0099	0.0530	0.0016	0.0166	0.0060	0.0170	38
кремнистые									
<10% Сорг	0.036	0.072	0.0109	0.0132	0.0010	0.0075	0.0059	0.0037	12
10–25% Сорг	0.022	0.055	0.0091	0.0162	0.0003	0.0058	0.0027	0.0031	31
25–40% Сорг	0.013	0.057	0.0106	0.0138	0.0001	0.0049	0.0019	0.0012	13
туфы									
<10% Сорг	0.093	0.361	0.0233	0.0107	0.0026	0.0077	0.0094	0.0086	5
10–25% Сорг	0.043	0.246	0.0100	0.0387	0.0031	0.0162	0.0048	0.0423	12

Содержания марганца находятся в пределах фоновых величин для разных типов пород. Больше всего его в карбонатных породах и сланцах, меньше в туфогенных, самые низкие значения отмечаются в кремнистых и алевролитовых породах. Это с одной стороны отражает карбонатфильность марганца (изоморфное замещение в рядах кальцит-родохрозит, сидерит-родохрозит, доломит- Mn-доломит), а с другой – роль богатой марганцем базитовой кластики. Если рассмотреть поведение марганца в различных типах пород в зависимости от содержания в них углерода, то можно увидеть, что с увеличением доли Сорг, содержания Mn уменьшаются. Исключение составляют лишь аргиллиты, в которых наблюдается некоторое повышение содержаний марганца при содержаниях углерода от 25 до 40%.

Содержания фосфора при переходе от одного типа пород к другому также варьирует, хотя аномальных значений и не отмечается. Максимальные значения наблюдаются для туфов, аргиллитов и карбонатных пород, минимальные – для алевролитов и кремнистых пород. Это позволяет предположить, что поступление фосфора в осадки происходило преимущественно из вулканических источников. А повышенные содержания в карбонатных породах объясняются тем, что кальций является очень сильным геохимическим барьером для фосфора. При увеличении доли углерода в породах, содержания фосфора падают. И лишь аргиллиты дают повышенные количества P₂O₅ в высокоуглеродистых разновидностях (40–80%Сорг).

Содержания хрома мало меняется в зависимости от типа пород и находится на уровне близком к кларковым концентрациям. Незначительные повышения содержаний наблюдаются лишь для туфогенных пород. Аналогичный характер изменений в зависимости от состава пород наблюдается для Co и Ni. Таким образом можно предположить, что основным поставщиком этих элементов в шунгитовые породы

были туфы и туффиты основного состава. При увеличении содержаний углерода в породах, содержания хрома меняется незначительно, кобальта – постепенно понижаются, а для никеля характерно некоторое повышение в высокоуглеродистых аргиллитах и алевролитах с содержанием Сорг от 25 до 40%.

Характерной чертой шунгитовых пород заонежской свиты являются повышенные содержания в них ванадия. Кларк ванадия для черных сланцев равняется 180 г/т, а аномальными считаются породы содержащие свыше 400 г/т ванадия (Юдович, Кетрис, 1994). Средние содержания ванадия в туфах и аргиллитах заонежской свиты достигают аномальных значений (576 и 415 г/т соответственно). Причем, содержания ванадия в этих породах увеличиваются с увеличением в них доли шунгитового вещества. Несомненно, что поставка в бассейн ванадия происходила вместе с вулканогенным материалом основного состава, который значительно богаче ванадием чем остальные магматические породы. Но для достижения аномально высоких концентраций необходимы были и другие условия. Как показывают исследования, важнейшей особенностью аномально ванадиеносных углеродистых осадков было формирование их в бескислородных водах, скорее всего, с периодическим сероводородным заражением. В таких условиях происходит поглощение ванадия органическим веществом, что и вызвало накопление аномально высоких концентраций ванадия в высокоуглеродистых осадках. Необходимо отметить, что и жильные шунгитовые породы (шунгит I) показывают аномально высокие значения. В этом случае видимо большую геохимическую роль сыграла транспортная функция органического вещества в отношении ванадия. Известно, что в процессах катагенеза уходящая из пород микронепть уносит и часть ванадия (прежде всего порфириновые формы), унаследова таким образом аномальную ванадиеносность нефтематеринских пород. В данном случае очевидно, что высокие содержания ванадия в миграционных шунгитах I являются следствием аномальной ванадиеносности пластовых шунгитосодержащих пород, дериватов которых и является шунгит I.

Медь и цинк в шунгитовых породах имеют околосредние содержания. Факторами сингенетического накопления меди и цинка в углеродистых осадках является низкая скорость седиментации и сероводородное заражение наддонных вод, способствующее формированию седиментогенных сульфидных форм Zn и Cu. Важным фактором являлся синхронный базальтовый вулканизм. Максимальные содержания меди и цинка присутствуют в туфогенных и первично глинистых породах.

Таким образом можно заключить, что образование рассмотренных углеродистых осадков происходило в бассейне с низкой скоростью седиментации и сероводородным заражением наддонных вод. Важную роль при этом играл синхронный базальтовый вулканизм. Сочетание условий (поступление основного вулканогенного материала и наличие органического вещества, которое выполняло барьерную и транспортную функции) и явилось благоприятным для накопления аномальных содержаний ряда элементов в осадках.

Основные направления практического использования шунгитовых пород Карелии

Углеродсодержащие (шунгитовые) породы Карелии, или как их называли в древности «Черная Олонская земля», вероятно, с половины XIV века уже использовалась местным населением для приготовления черной краски (Филиппов, 2002). Позже, растертые породы стали использовать для смазки осей машин.

Большие объемы шунгитовых пород стали добываться во время строительства Санкт-Петербурга, которые использовались для внутренней и внешней отделки зданий. Примерами могут служить: Казанский собор (использовались при изготовлении мозаичных полов), чаши для фонтанов Летнего сада (использовались вместе с белым мрамором). Позже эти породы использовались при отделке Исаакиевского собора и Нового Эрмитажа.

Но, пожалуй, наиболее длительное время шунгитовые породы принимали за уголь и пытались использовать их в качестве обычного горючего ископаемого. Большинство этих испытаний показали, что из-за специфических свойств этих пород, использование их как уголь, малоэффективно (более подробно об исследованиях шунгитовых пород как топлива см. Филиппов, 2002, 2004). Были попытки использовать лидиты (силициты, содержащие углерод), в качестве пробирного камня, но исследования были прекращены из-за обильной трещиноватости пород.

В настоящее время шунгитовые породы используют в металлургии (Забогинское месторождение) как заменитель одновременно кокса и кварцита. Используются они также при получении карбида кремния, как замена более дорогого и дефицитного кокса. Поскольку шунгитовые породы, особенно «максовиты» (шунгит III) и «шунгиты» (шунгит II), являются хорошими адсорбентами, то их используют при водоподготовке и очистке сточных вод. На основе пород Забогинского месторождения разработаны различные радиоэкранирующие композиционные материалы. Применяются они также в технологиях получения резин, полимеров, мастик, красок и др. Малоуглеродистые породы Нигозерского месторождения до недавнего времени использовались для производства шунгизита (аналога керамзита) для изготовления легкого заполнителя бетона.

В последние годы широкую популярность шунгитовые породы приобрели благодаря их использованию в медицине. Рекламируется, что многие лекарственные препараты на основе шунгитовых пород

обладают чудодейственными свойствами. Но надо отметить, что полноценных научных медицинских исследований с этими препаратами не проводилось и объективные оценки их эффективности отсутствуют.

Еще один всплеск интереса к шунгитам Карелии был вызван в 1992 году, когда в них были обнаружены природные фуллерены (Buseck et al., 1992). Интерес этот сохраняется и в настоящее время (Ковалевский, 2009, 2011, Рожкова, 2011).

ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫЕ ПОРОДЫ ЗАОНЕЖЬЯ

Экскурсия на Заонежский полуостров, в район поселков Толвуя и Шуньга, проводится с целью ознакомления с проявлениями высокоуглеродистых пород: максовитов (шунгит 3) и шунгитовых пород (шунгит 2). Здесь и далее в скобках приводится название пород по классификации П.А. Борисова (Борисов, 1956). Первые демонстрируются в северной части Толвуйской синклинали, вторые – на севере Хмельозерской. Это крупные синклинали второго порядка в Онежской структуре. Принципиальная разница между максовитами и шунгитовыми породами следующая. Максовиты (Максовская и Зажогинская залежи) представляют собой куполовидные изометричные антиклинальные складки, сложенные массивными и брекчированными породами без признаков слоистости. Это продукт распада локализованных органоминеральных комплексов, для них характерен простой высоко-ультракремнистый состав минерального матрикса. Шунгитовые породы (м-ние Шуньга) слагают пологую синклиналиную складку и представляют собой тонкие слоистые осадки, предельно насыщенные миграционными углеводородами. Состав минеральной основы в них более разнообразен и изменчив – это, в основном, терригенные осадки. Генезис месторождения можно представить как результат высачивания нефти (Melezhik et al., 2009) или аналог современных нефтяных озер и болот. Находка фосфоритовых прослоев свидетельствует в пользу последнего предположения, т.к. для осаждения фосфора необходима деструкция (окисление) органического вещества, его содержавшего. При наличии времени и желания, по дороге из Максово – Зажогина возможен заезд на коренные выходы лидитов (Тетюгинскую горку). Лидиты (фтаниты) представляют собой плотные черные микрозернистые низкоуглеродистые породы с характерным раковистым изломом. Часто в них заметны следы брекчирования, тонкие прожилки кварца. Содержание кремнезема в них в среднем 96 вес.%, $C_{орг}$ – 2,2%. Тело представляет собой линзовидную залежь с включениями будинированных доломитов, что сближает объект с лидит-доломитовым комплексом Шуньги. На горке остались следы разведочных канав и двух карьерчиков – в 60-е годы прошлого века объект разведывался на пробирный камень.

Максовская залежь высокоуглеродистых пород

Месторождение представляет собой антиклинальную складку третьего порядка в пределах Толвуйской синклинали Онежского синклинория. Складка сформирована по шестому горизонту шунгитоносных пород (вторая пачка верхней заонежской подсвиты, рис. 3, 5). Находится в 3-х км к юго-востоку от п. Толвуя. Разведка месторождения выполнена в 1982–1985 гг. Карельской поисково-съёмочной экспедицией. Максовская залежь является крупным месторождением высокоуглеродистых пород с запасами 30,2 млн т, оно периодически разрабатывается карьерным способом, начиная с 2001 г.

В плане тело имеет эллипсоидальную форму с размерами 500х700 м, максимальная мощность тела 120 м. Размеры залежи определены по контуру шестого горизонта, где содержание $C_{св}$ > 20%. На месторождении примерно 14,3% объема пород залежи содержат $C_{св}$ < 26% (масс.), 58,2% объема – 25–35% $C_{св}$ и 27,5% объема – более 35% (Филиппов М.М., 2002).

Максовская залежь входит в систему высокоуглеродистых построек северной части Толвуйской синклинали (рис. 6), имеет ряд признаков, которые позволяют отнести ее к купольному типу. Куполовидные шунгитоносные структуры известны как в пределах Толвуйской синклинали – Калейская, Мельничная, Подсосонье, Часовенская и др., так и в других аналогичных синклиналях Онежской структуры, например, Чеболакшская, о-в Березовец и др..

Геологическая схема месторождения приведена на рис. 5. Складка вытянута по простиранию Толвуйской структуры и частично срезана эрозией. Перекрывающие осадочные породы обрамляют ее и представлены туфоалевролитами, алевролитами, реже песчаниками и карбонатными породами. В строении месторождения принимают участие силлы габбро-долеритов – в западном и юго-западном крыле, а также внутри купольной постройки. В северо-западной части находится внутреннее тело карбонат-слюдистых метасоматитов по алевролитам и карбонатным породам, подстилающим залежь. Структурный план этой части складки подчеркивается телами фтанитов.

Распределение шунгитового вещества (ШВ) в залежи имеет сложный характер (рис. 7). Породы с относительно высоким содержанием ШВ образуют грибообразные внутренние тела, нередко не имеющие четких границ. На уровне эрозионного среза тела сливаются, образуя единое поле высокоуглеродистых пород, что хорошо видно на блок-диаграмме (рис. 8).

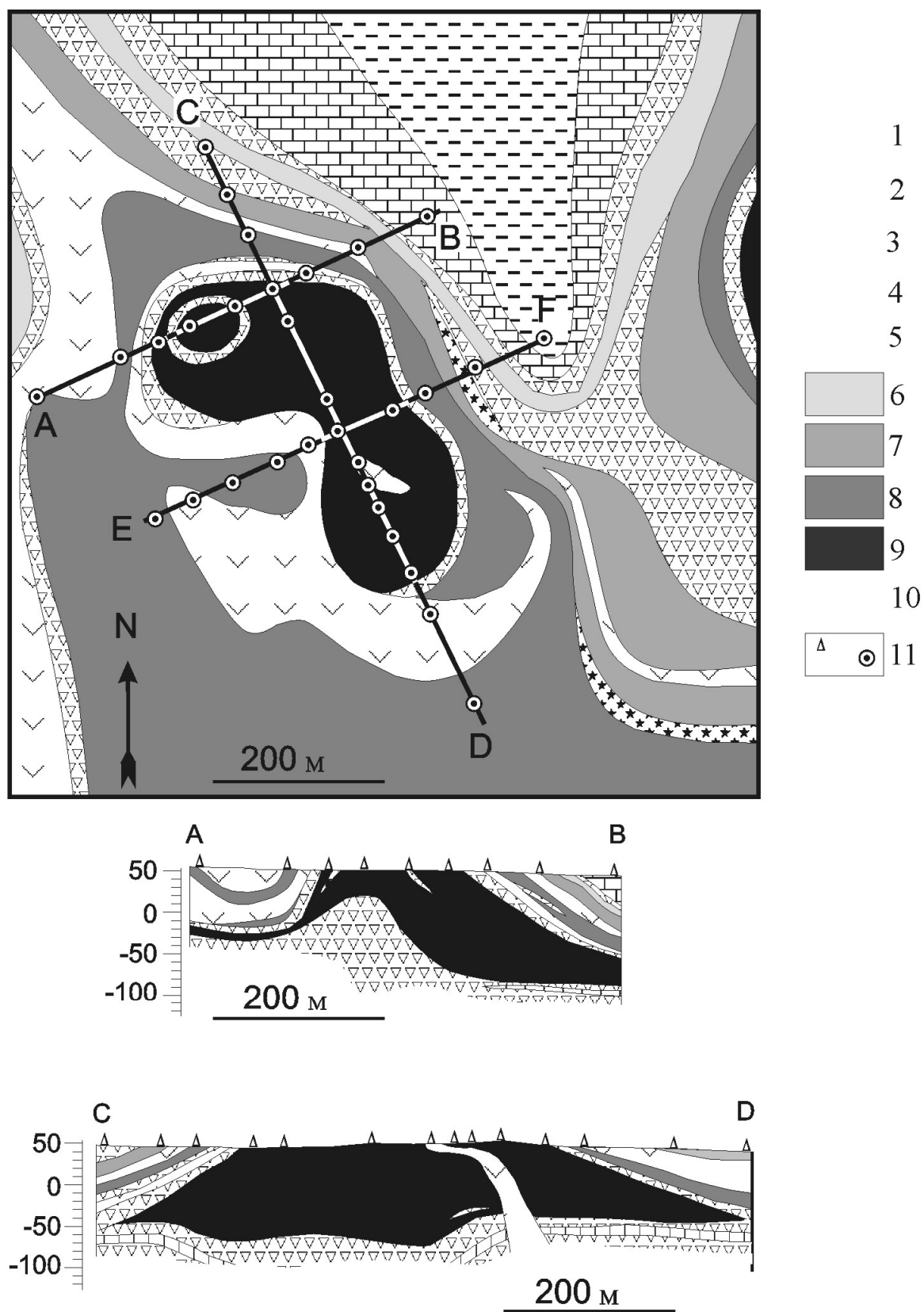


Рис. 5. Геологическая карта и разрезы Максовского месторождения шунгитовых пород (Купряков, 1994).

1 – силлы и дайки габбро-долеритов; 2 – алевролиты; 3 – карбонатные породы; 4 – базальтовые туфы; 5 – кремнистые породы; 6–10 – горизонты шунгитовых пород соответственно 9–5; 11 – буровые скважины.

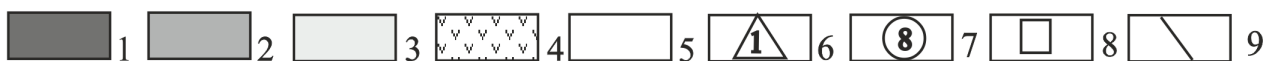
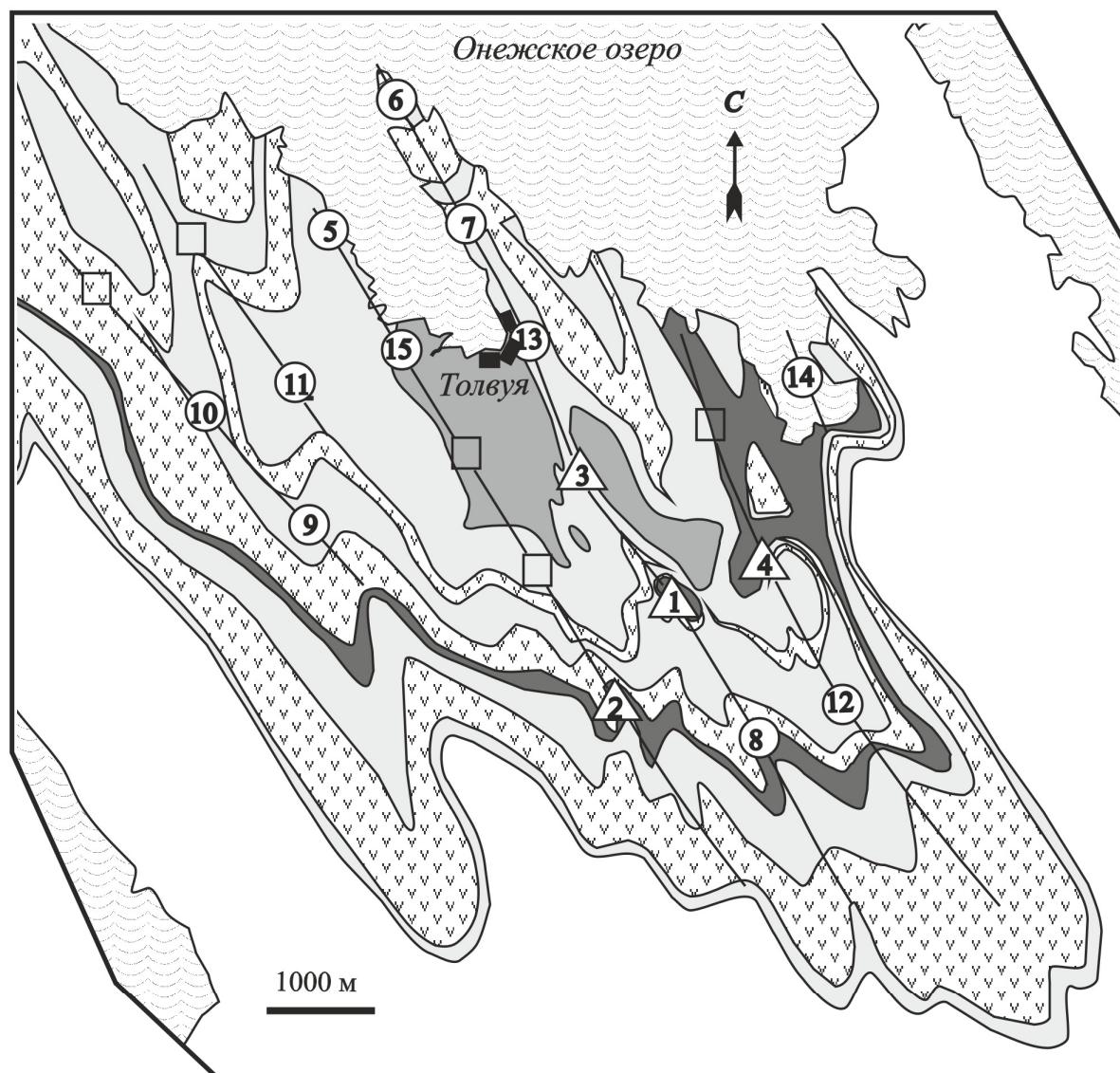


Рис. 6. Геологическая карта-схема Толвуйской синклинальной структуры с нанесенными известными и предполагаемыми залежами максовитов, сформированных по горизонтам второй пачки верхней подсвиты заонежской свиты (Филиппов, 2002):

1 – шунгитоносные породы 6-го горизонта; 2 – хемогенно-осадочные породы, перекрывающие 9-й шунгитоносный горизонт; 3 – вулканогенно-осадочные породы, в том числе 7 и 9-й шунгитоносные горизонты; 4 – силлы габбро-долеритов; 5 – подстилающие породы, в том числе шунгитоносные; 6 – разведанные залежи: 1 – Максовская, 2 – Забогинская, 3 – Мельничная, 4 – Калейская; 7 – предполагаемые по данным геолого-геофизического картирования: 5 – Подсосонье, 6 – Каргуба, 7 – Красная горка, 8 – Горушка, 9 – Мироновская, 10 – Толвуйский бор, 11 – Домашняя, 12 – Алексеевская, 13 – Толвуйская, 14 – Часовенская, 15 – Андриановская; 8 – предполагаемые залежи; 9 – оси антиклинальных складок третьего порядка.

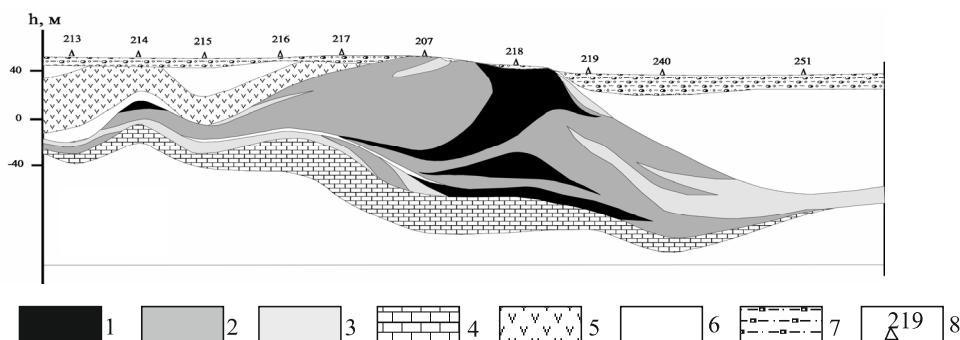


Рис. 7. Разрез Максовской залежи по линии Е на рис. 5, – содержание $C_{св.}$ (Филиппов, 2002).

1–3 –(а, в) – $C_{св.}$: 1 – $>29\%$, 2 – $24\div29\%$, 3 – $<24\%$ $C_{св.}$; 4 – карбонатные породы, 5 – базиты; 6 – вмещающие породы разного состава; 7 – четвертичные отложения; 8 – разведочные скважины

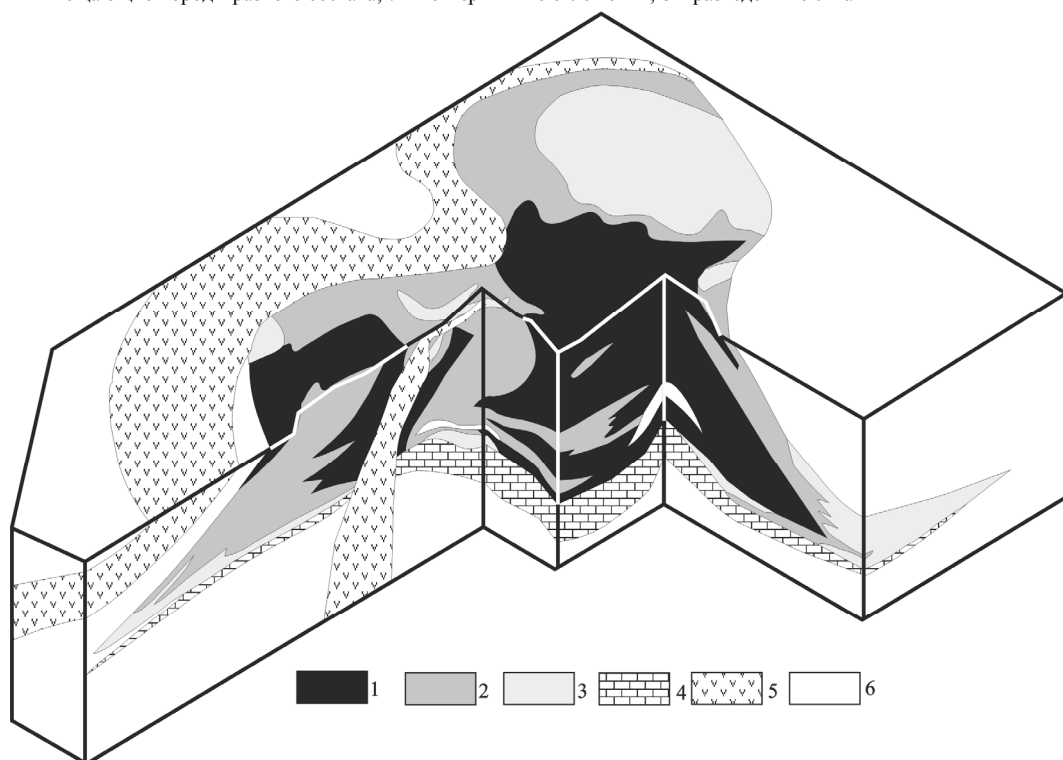


Рис.8. Блок-диаграмма Максовской залежи месторождения (Филиппов, 2002).

1–3 –(а, в) – $C_{св.}$: 1 – $>29\%$, 2 – $24\div29\%$, 3 – $<24\%$ $C_{св.}$; 4 – карбонатные породы, 5 – базиты; 6 – вмещающие породы разного состава.

Подстикает залежь своеобразная карбонатная «подушка», представляющая собой переслаивание алевролитов, туфоалевролитов и карбонатных пород. В ней встречаются участки с резко нарушенной слоистостью, пронизанные прожилками антракосолита.

Максовская залежь деформирована силлами габбро-долеритов, именно их внедрение в толщу заонежских осадков могло инициировать и сам процесс формирования структуры.

В теле залежи встречаются линзообразные будины различного состава, имеющих мощность до 10 м, они сложены существенно карбонатными породами подошвы залежи, слоистыми алевролитами, туфоалевролитами; их основная масса сосредоточена в донной части залежи.

Тело залежи в основном сложено массивными и брекчированными разновидностями максовитов, а также породами с миндалевидными включениями. На месторождении также широко представлены трещиноватые породы, в которых трещины залечены шестоватыми агрегатами кварца с серицитом и мелкими выделениями ШВ. Распределение текстурных разновидностей в залежи имеет сложный характер (рис. 9). Массивные породы в основном приурочены к нижней и центральной частям купола. Верхняя часть залежи состоит преимущественно из кварц-шунгитовых брекчий. Степень брекчированности увеличивается к

верхним и периферийным частям постройки. На глубине границы между массивными, скрыто брекчированными и трещиноватыми породами четкие, при этом кварц-шунгитовые брекчии имеют размытые границы, а миндалевидные включения развиваются по всем разновидностям максовитов. Наблюдаются также зоны катаклазирования мощностью до 10 м, вытянутые в северо-восточном направлении и наложенные на все тектурные разновидности высокоуглеродистых пород.

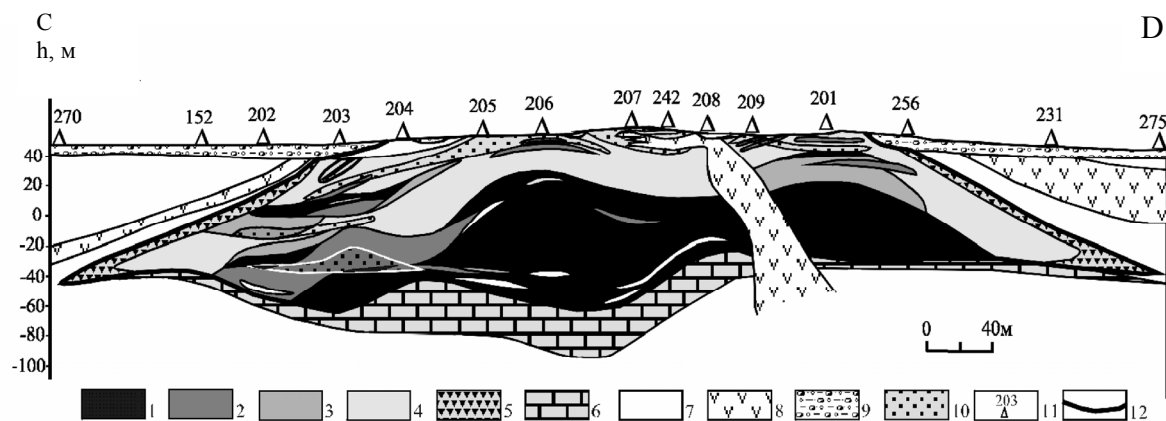


Рис. 9. Разрез по линии CD (см. рис. 5). Схема размещения тектурных разновидностей максовитов в теле залежи (Рычанчик, Ромашкин, 2000).

1–4 – разновидности максовитов: 1 – массивные, 2 – трещиноватые, 3 – скрытая (шунгит-шунгитовая) брекчия, 4 – кварц-шунгитовые брекчии; 5 – краевая брекчия (с участием вмещающих пород); 6 – существенно карбонатные породы подошвы залежи; 7 – слоистые, карбонатсодержащие, кварц-серицитовые низкоуглеродистые породы; 8 – вулканиты; 9 – четвертичные отложения; 10 – зоны миндалевидных выделений; 11 – буровые скважины; 12 – границы тела залежи.

Минеральная составляющая максовитов верхней части залежи состоит преимущественно из кварца, серицита и пирита. В нижней части тела появляются флогопит, хлорит, тальк, карбонаты. Такая особенность отмечается и в других купольных проявлениях максовитов. Все разновидности максовитов содержат пирит, который может быть представлен как сингенетичным – раскристаллизованными фрамбоидами, так и диагенетическими тонкими прослоями, линзами и конкрециями, а также эпигенетичными формами – порфиробластами и жильными проявлениями.

Ранее в карьере имела субвертикальная секущая жила антракосолита (максовского шунгита-I), мощностью до 3 см. Антракосолит неровным изломом, для него характерна тонкая трещиноватость, параллельная стенкам трещины. Плотность 1,84–1,94 г/см³. Химический состав приведен в табл. 7. В настоящее время жила уничтожена в процессе разработки.

Таблица 7. Средние составы некоторых пород Максовской залежи и анализ антракосолита

	Карбонатсодержащие			базит			шнп			шунгит 3			шунгит 3-1			ШП
	масс. %	п	СтО	масс. %	п	СтО	масс. %	п	СтО	масс. %	п	СтО	масс. %	п	СтО	
SiO ₂	38.82	35	11.00	45.77	6	5.80	64.85	26	11.67	56.87	86	7.86	39.54	9	5.97	0.26
TiO ₂	0.53	35	0.32	2.11	6	0.12	0.51	26	0.42	0.23	86	0.14	0.30	9	0.07	0.01
Al ₂ O ₃	7.00	35	3.13	13.61	6	1.25	7.17	26	2.80	3.71	86	1.34	5.92	9	2.73	0.52
Fe ₂ O ₃ общ.	6.27	35	2.47	16.88	6	4.57	5.43	26	2.78	2.36	86	1.60	3.96	9	1.07	1.02
MnO	0.06	35	0.04	0.04	6	0.01	0.06	26	0.07	0.02	86	0.02	0.02	9	0.02	0.02
MgO	6.73	35	2.63	4.69	6	0.83	4.15	26	3.34	0.80	86	0.58	1.72	9	0.81	0.01
CaO	8.44	35	5.41	1.35	6	0.46	0.99	26	1.43	0.22	86	0.33	0.70	9	0.71	0.28
Na ₂ O	0.29	35	0.42	0.05	6	0.03	0.15	26	0.34	0.08	86	0.13	0.09	9	0.05	0.01
K ₂ O	2.09	35	1.01	3.10	6	0.36	2.39	26	1.36	0.94	86	0.38	1.54	9	0.31	0.02
H ₂ O	0.62	35	0.50	0.64	6	0.36	0.52	26	0.28	0.66	82	0.35	0.91	8	0.54	1.68
п.п.п.	27.54	35	11.98	11.60	6	2.19	13.79	26	5.20	34.18	86	6.98	45.62	9	6.86	98.03
P ₂ O ₅	0.195	28	0.228	0.340	4	0.134	0.125	22	0.059	0.124	65	0.182	0.143	7	0.082	0.003
Cr ₂ O ₃	0.006	1		0.016	3	0.002	0.016	2	0.000	0.014	54	0.008	0.010	2	0.002	0.011
V ₂ O ₅	0.033	1		0.055	3	0.019	0.040	2	0.004	0.029	54	0.013	0.027	2	0.016	0.028
CoO	0.002	1		0.023	3	0.016	0.001	2	0.000	0.001	55	0.000	0.002	2	0.000	
NiO	0.012	1		0.027	3	0.008	0.007	2	0.001	0.009	55	0.008	0.037	2	0.006	
CuO	0.005	1		0.080	3	0.035	0.001	2	0.001	0.003	55	0.002	0.013	2	0.004	
ZnO	0.033	23	0.022	0.024	6	0.008	0.038	14	0.032	0.006	68	0.010	0.029	5	0.012	0.005
Собщ.	2.53	34	1.57	7.70	6	1.74	2.52	23	2.05	0.81	82	1.05	2.46	9	0.64	
SO ₃	2.35	26	1.31	0.11	3	0.17	0.83	5	0.78	0.14	14	0.17	0.44	3	0.36	
CO ₂	7.45	33	5.32	0.38	3	0.21	1.64	8	1.40	0.83	25	0.99	1.36	3	0.26	

Примечание. п – количество анализов, СтО – стандартное отклонение. Шунит 3–1 – максовиты нижней части залежи.

Петро- и геохимические характеристики состава пород Максовской залежи приведены в табл. 7–9.

Таблица 8. Геохимические характеристики пород Максовской залежи по данным РФА

	базиты			шунгит 3		
	масс. %	n	СтО	масс. %	n	СтО
MnO	0.0737	4	0.0291	0.0481	5	0.0431
P ₂ O ₅	0.1731	4	0.0526	0.1072	5	0.1302
Cr ₂ O ₃	0.0149	4	0.0016	0.0227	5	0.0128
V ₂ O ₅	0.0899	4	0.0079	0.0552	5	0.0344
Co ₃ O ₄	0.0181	4	0.0124	0.0048	3	0.0040
NiO	0.0322	4	0.0160	0.0285	5	0.0173
CuO	0.0779	4	0.0240	0.0208	5	0.0157
ZnO	0.0480	4	0.0292	0.0349	4	0.0337
Rb ₂ O	0.0084	4	0.0020	0.0032	5	0.0008
Cs ₂ O	0.0216	4	0.0034	0.0192	3	0.0019
Cl				0.0534	5	0.0355
F	0.1832	2	0.0194	0.1286	1	
I	0.0110	4	0.0028	0.0104	3	0.0024
Ba	0.0816	4	0.0130	0.0533	5	0.0226
Ga	0.0024	4	0.0001	0.0010	4	0.0003
Nb	0.0008	1		0.0015	1	
Sc	0.0031	4	0.0003	0.0006	3	0.0002
Sr				0.0018	4	0.0014
Y	0.0035	4	0.0006	0.0021	3	0.0010
Zr	0.0187	4	0.0026	0.0110	4	0.0061
As	0.0025	1		0.1398	3	0.2314
Mo				0.0033	3	0.0043
Pb	0.0016	4	0.0001	0.0029	2	0.0012
Se	0.0071	4	0.0020	0.0027	4	0.0014

n – количество анализов, СтО – стандартное отклонение.

Таблица 9. Некоторые геохимические характеристики пород Максовской залежи по данным ICP-MS

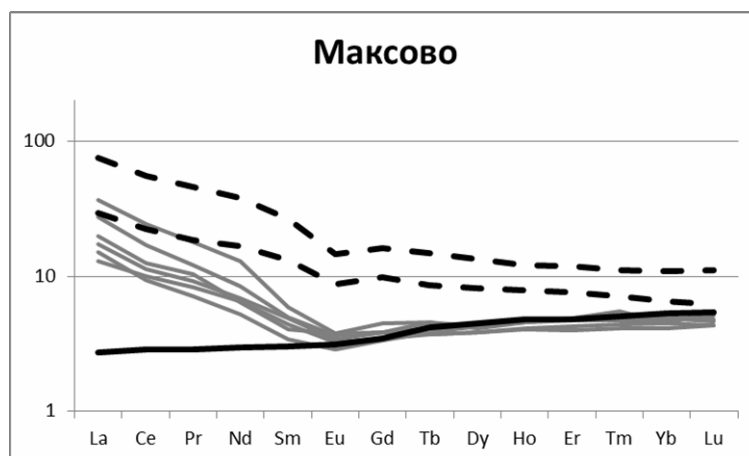
	максовиты			силициты		
	ppm	n	СтО	ppm	n	СтО
Li	10.2	4	0.5	9.1	2	10.2
Sc	4.6	6	2.8	4.0	1	
Ti	1914.4	4	124.3	945.0	2	1257.5
V	251.2	6	72.2	159.1	2	205.3
Cr				6.4	1	
Mn	395.1	4	80.9	248.0	2	280.0
Co	8.1	6	7.8	2.0	2	0.1
Ni	300.6	2	72.5	16.0	1	
Cu	53.6	6	37.0	998.7	2	1397.6
Zn	71.3	6	93.9	1527.0	2	2145.6
Ga	6.3	6	2.7	5.9	1	
Ge	0.7	1				
As	5.6	2	1.6	4.8	1	
Se				21.4	1	
Rb	18.4	6	9.0	15.7	1	
Sr	8.0	6	4.6	1.6	2	1.3
Y	13.2	6	8.1	5.6	2	6.3
Zr	46.4	6	19.9	18.4	2	24.7
Nb	4.0	6	1.1	1.8	2	2.4
Mo	6.2	6	2.2	3.1	2	1.7
Ag	0.6	4	0.1	0.4	2	0.4
Cd	0.8	6	1.1	10.8	2	15.1
In	0.0	6	0.0	0.3	2	0.1
Sn	1.5	2	0.0	0.2	1	
Sb	3.4	2	1.1	0.2	1	
Te	0.2	2	0.1			
Cs	0.5	6	0.3	0.3	2	0.3
Ba	293.9	6	64.3	178.4	2	220.5
Hf	1.1	6	0.4	0.4	2	0.6
Ta	0.3	2	0.1			
W	0.5	2	0.2	0.1	1	
Re	0.1	2	0.0			
Hg	0.6	2	0.1			
Tl	0.6	6	0.5	0.1	2	0.2
Pb	15.1	6	4.8	5.3	2	5.6
Bi	0.4	6	0.3	0.0	1	
Th	2.5	6	1.3	1.2	2	1.6
U	8.7	2	4.6	0.3	1	

n – количество анализов, СтО – стандартное отклонение.

Средние химические составы показаны для карбонатсодержащих пород дна залежи, внутреннего тела базитов, вмещающих алеволитов/туфоалевролитов (ШНП), а также собственно максовитов тела залежи (шунгит 3) (табл. 7). Отдельно выделены максовиты придонной части залежи, приведен анализ антраксолита. Следует обратить внимание, что все осадочные породы калиевого ряда, а базиты обуглерожены и пиритизированы. Максовиты (шунгит 3) показаны высококремнистыми калиевыми породами, разбивающимися на две группы: стандартные максовиты шестого шунгитоносного горизонта (шунгит 3 в табл. 7) и максовиты придонной части залежи (шунгит 3-1 в табл. 7). Нижние максовиты более углеродистые и слюдястые (А1 и К), менее кремнистые. Отчетливо видно их отличие и в спектрах распределения РЗЭ (рис. 10), которые для нижних пород ближе к низкоуглеродистым осадочным, нежели для верхних, классических максовитовых (Ромашкин и др., 2014). Это позволяет высказать предположение, что в строении Максовской залежи принимают участие не только максовиты шестого горизонта ШНП, но также и более нижнего, вероятно пятого горизонта. Следует обратить внимание и на спектр для силицитов, характеризующийся резким обеднением легкими РЗЭ.

Рис. 10. Спектры распределения РЗЭ для пород Максовской залежи (нормировано по Evensen et al., 1978).

Серые линии – максовиты (шунгит 3), пунктир – максовиты нижней части залежи, черная линия – силицит.



Геохимические особенности ряда пород, в первую очередь максовитов, приведены в табл. 8, 9, отдельно для методов РФА и ICP-MS.

Во время экскурсии следует обратить внимание:

Ранее на обнажениях Максовской залежи были прекрасно представлены основные разновидности высокоуглеродистых пород – массивные, трещиноватые, кварц-шунгитовую брекчию, породы с миндалинами (рис. 4), которые здесь и были изначально выделены. К сожалению, разработка карьера срезала практически все естественные обнажения в пределах залежи. В свежих сколах на стеках карьера разновидности плохо различимы, но их можно найти в многочисленных валунах внутри карьера (рис. 11А).

Местами видны зоны пропитки миграционным шунгитовым веществом (черные пятна), зоны позднего катаклазирования пород. Можно наблюдать мелкие прожилки и примазки антраксолита, а так же миндалины, заполненные им, иногда совместно с пиритом (рис. 11Б).

Карьером вскрыто в нескольких срезах внутренне базитовое тело («Максовская дайка»). Сложно правильно назвать субпластовое тело, интрузирующее купольную постройку. Вероятнее всего, это часть силлагабродолеритов, деформировавшая Максовскую залежь пре ее формирования. В местах неглубокого залегания от дневной поверхности базиты разрушены выветриванием практически до рыжей глины, в которой встречаются реликты силла (рис. 11В). В местах более глубокого залегания, под толщей максовитов, сохранность его гораздо лучше (рис. 11Г). При переходе от базитов к максовитам наблюдается определенная зональность. В полном виде она выглядит следующим образом: базиты – сильно обуглероженные базиты (зона котраминации) – максовиты с микростолбчатой отдельностью – зона природного кокса – зона термальноизмененных максовитов – максовиты. В полном виде зональность проявляется редко, в основном представлены ее фрагменты. Следует отметить, что базиты в разной степени, но практически полностью обуглерожены, а местами сильно пиритизированы, особенно в области контакта. Окисление пирита приводит к образованию сульфатов и разрушению породы. Карандашная отдельность развивается в максовитах на контакте с базитами, при этом столбики – карандаши ориентированы перпендикулярно контакту (рис. 11Д). Иногда можно заметить изгиб столбиков, что свидетельствует о пластичном состоянии протомаксовитового материала в это время. Ситуация в карьере меняется по мере его отработки, поэтому сложно оценить степень проявленности тела базитов, зональности на контактах, отдельности в современном срезе. Однако отдельные столбики – карандаши и их целые пучки можно найти в валунах (рис. 11Е).

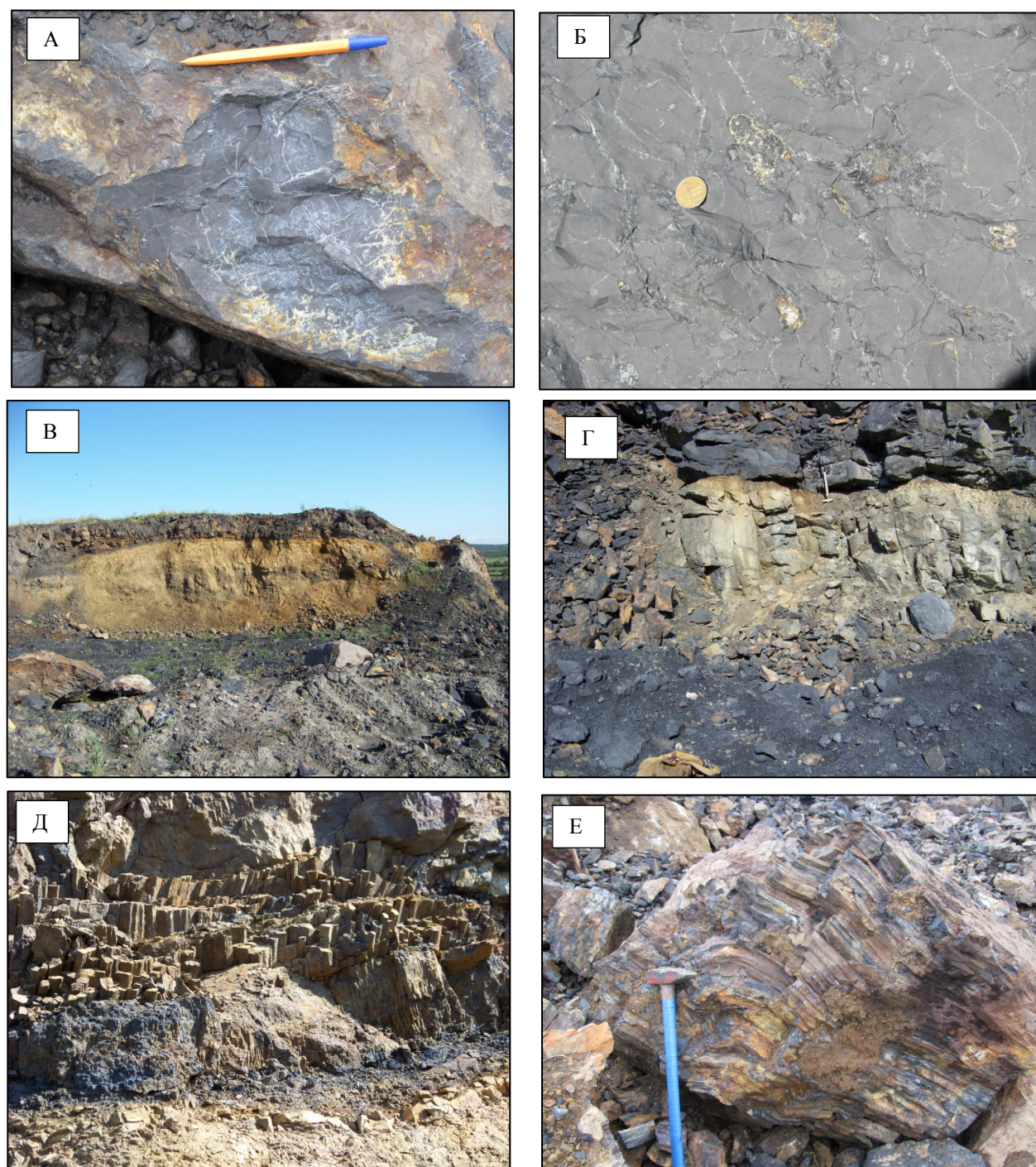


Рис. 11. Фото Максовского карьера.

А – трещиноватая разновидность максовитов; Б – слоботрещиноватая разновидность максовитов с миндалевидными выделениями, заполненными антраксолитом и пиритом; В – сильно выветрелое тело базитов под тонким слоем максовита; Г – габбродолериты под более мощным покровом максовитов; Д – микростолбчатая (карандашная) отдельность в максовитах на контакте с базитами; Е – пучок изогнутых «карандашей» максовитов.

В пределах м-ния известны места древних разработок – «дедовские ямы», скорее всего пройденные для извлечения меди по контактам базитов; можно поискать их следы.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЗАЖОГИНО

Месторождение Зажого (Зажогинская залежь) расположено в 1 км к юго-западу от Максовской залежи (рис. 12). Это небольшая куполовидная постройка, значительно меньше по размерам, чем Максовская, – 400х300 м. Мощность шунгитоносных пород в ней не превышает 60 м, запасы (при содержании $C_{св} > 20\%$) составляют 2,7 млн т. Среднее содержание углерода в залежи составляет около 27%, максимальная мощность высокоуглеродистых пород в центре – 45 м. Эксплуатация залежи открытым способом началась в 1974 г., и к настоящему времени она в значительной степени выработана.

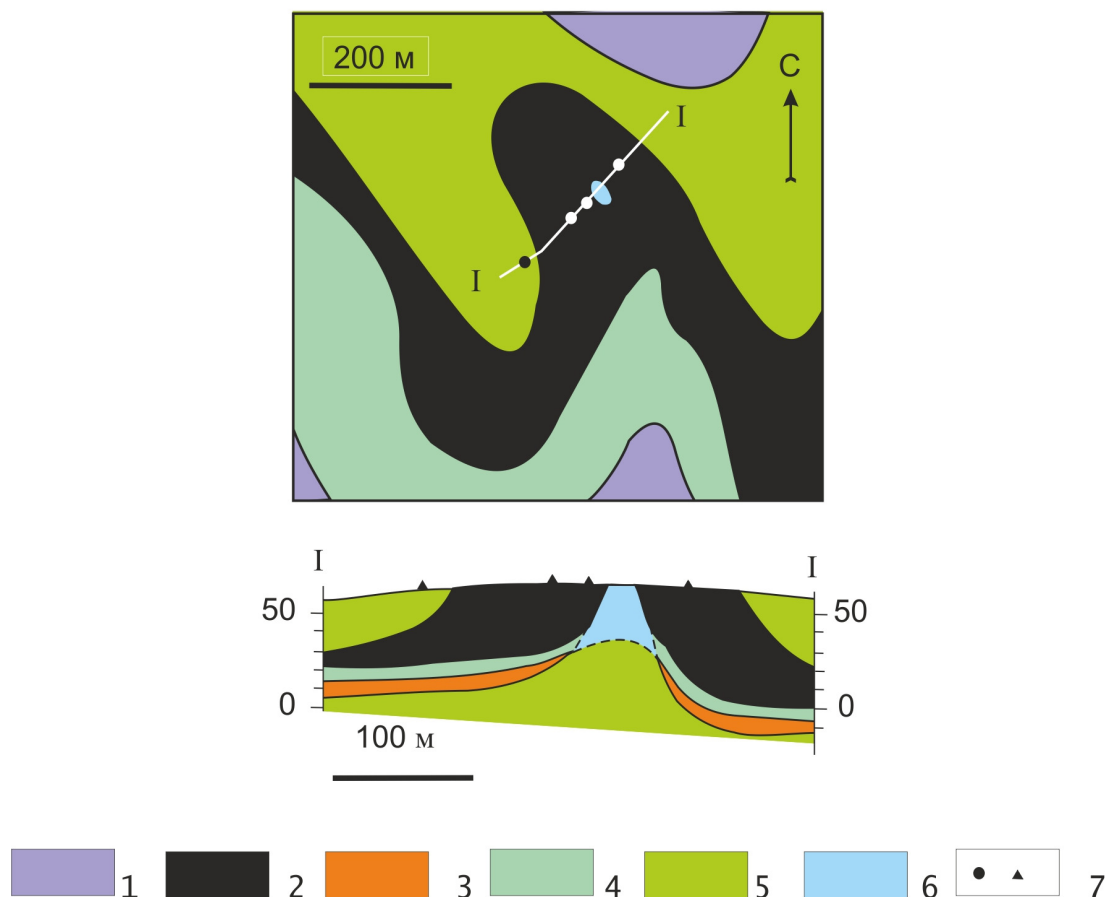


Рис. 12. Геологическая схема и разрез Зажогинского месторождения (Купряков, 1994).

1 – горизонт 7; 2 – горизонт 6; 3 – горизонт 5; 4 – туфы, туфоалевролиты; 5 – вулканиты; 6 – метасоматические породы; 7 – разведочные скважины.

Месторождение находится в ядре Толвуйской синклинали и представляет собой асимметричную антиклинальную складку с углами падения крыльев – от 10° до 70° , сформированную по шестому горизонту шунгитоносных пород верхней заонежской подсвиты. Тело залежи глубоко срезано эрозией, поэтому несколько меньше (по сравнению с Максовской) и среднее содержание $C_{св}$ ($< 30\%$). Куполовидная постройка сложена массивными (менее $\frac{1}{4}$) объема и брекчированными разновидностями максовитов (кварц-шунгитовая брекчия). Массивные породы преобладают в нижней части тела.

В подошве залегают туфы, туфоалевролиты, малоуглеродистые породы, в центре складки – небольшое внутреннее тело, сложенное лидитами и туфами, по которым развиты карбонат-тремолитовые метасоматиты, перекрывается залежью габброидеритов (рис. 12). Некоторые химические характеристики пород залежи приведены в табл. 10. Очевидное сходство составов максовитов Зажогинской и Максовской залежей (высококремнистые калиевые породы) обусловлено развитием обоих тел по шестому шунгитоносному горизонту, близостью положения и очевидной синхронностью формирования. Однако по запасам высокоуглеродистых пород залежи различаются на порядок. Так же в таблице приведены средние составы карбонатсодержащих и низкоуглеродистых пород (шнп) подошвы тела. Спектры распределения РЗЭ также очень близки к таковым разновидностей максовитов Максовской залежи (рис. 13).

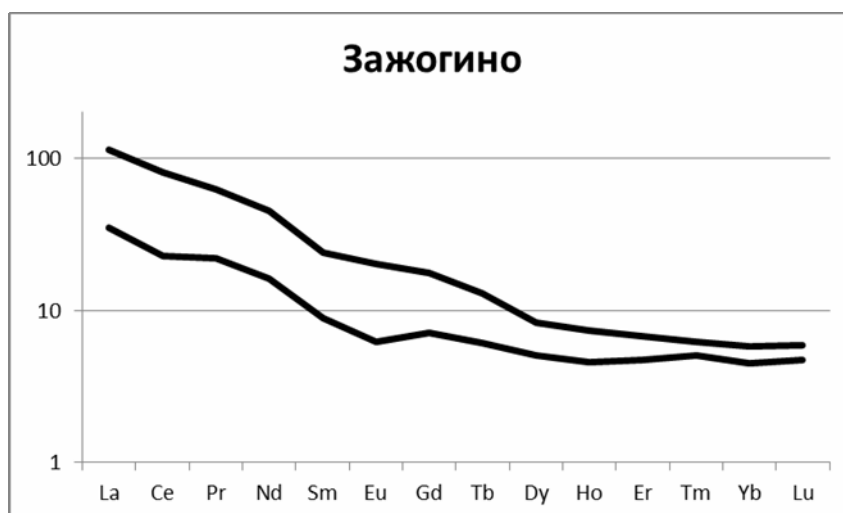


Рис. 13. Спектры распределения РЗЭ для максовито в Загогинской залежи (нормировано по Evensenetal., 1978)

На месторождении можно осмотреть карьер и дробильно-сортировочную фабрику. В современном состоянии, когда естественные обнажения практически уничтожены разработкой, текстурные разновидности максовитов удобнее наблюдать в крупных валунах внутри карьера (рис. 14А, Б). Это, в первую очередь, брекчированные, массивные и трещиноватые породы. Повсеместно можно наблюдать пленки и примазки антраксолита, его тонкие прожилки. Видно блочную отдельность пород различной размерности. Хорошо заметны поздние секущие прожилки кварцевого, кварц-сульфидного состава, их мощность может достигать 15 см. Местами породы интенсивно катаклазированы, трещины залечены кварцем, серицитом и пиритом, реже кальцитом; в них постоянно присутствует антраксолит. Верхушка залежи интенсивно выветрена и обохрена. В связи с продолжающейся эксплуатацией, ситуация в карьере постоянно меняется, поэтому некоторые особенности строения залежи могут быть плохо проявлены в конкретный период.

Таблица 10. Средние составы некоторых пород Загогинской залежи

	Карбонатсодержащие			шнп			шунгит 3		
	вес. %	n	СтО	вес. %	n	СтО	вес. %	n	СтО
SiO ₂	39.02	2	11.99	49.84	3	10.77	58.29	78	5.56
TiO ₂	0.66	2	0.16	0.89	3	0.20	0.21	78	0.05
Al ₂ O ₃	8.37	2	1.56	13.41	3	4.67	3.98	78	0.75
Fe ₂ O ₃ общ	7.75	2	1.91	7.84	3	3.42	2.45	78	0.53
MnO	0.10	2	0.02	0.08	3	0.04	0.01	78	0.01
MgO	10.95	2	1.68	8.61	3	4.40	1.15	78	0.64
CaO	8.08	2	7.26	0.38	3	0.36	0.26	78	0.18
Na ₂ O	0.30	2	0.08	0.32	3	0.40	0.20	78	0.21
K ₂ O	1.41	2	0.11	3.22	3	1.03	1.49	78	0.32
H ₂ O	0.41	2	0.10	1.59	3	0.69	0.90	78	0.49
п.п.п.	22.67	2	0.69	15.91	3	2.22	31.71	78	5.12
P ₂ O ₅	0.11	2	0.00	0.06	3	0.04	0.07	78	0.07
Собщ.	3.41	2	0.70	1.39	3	0.31	1.14	75	0.47

n – количество анализов, СтО – стандартное отклонение.

Как и на Максовской залежи, здесь можно найти остатки сильно выветрелого внутреннего тела базитов, привращенного практически в глины. Видимая мощность его не превышает метра, оно выделяется зелено-желтым пятном на черном фоне максовитов. Возможны находки мелкой карандашной отдельности в максовитах контактовых зон. В заглубленной части карьера из-за скопления воды образовалось своеобразное озеро сульфатной воды. Сульфаты образуются при окислении пирита, в основном мелкого фрамбоидного, который присутствует во всех высокоуглеродистых породах залежи. В силу периодического изменения уровня озера, на его берегах отлагаются яркие полосы сульфатов (рис. 14 В). На озере оборудованы мостки и лестницы, так что при большом желании в нем можно искупаться.

Таковы, вкратце, особенности небольшого локализованного тела максовитов, сателлита более крупной Максовской залежи.

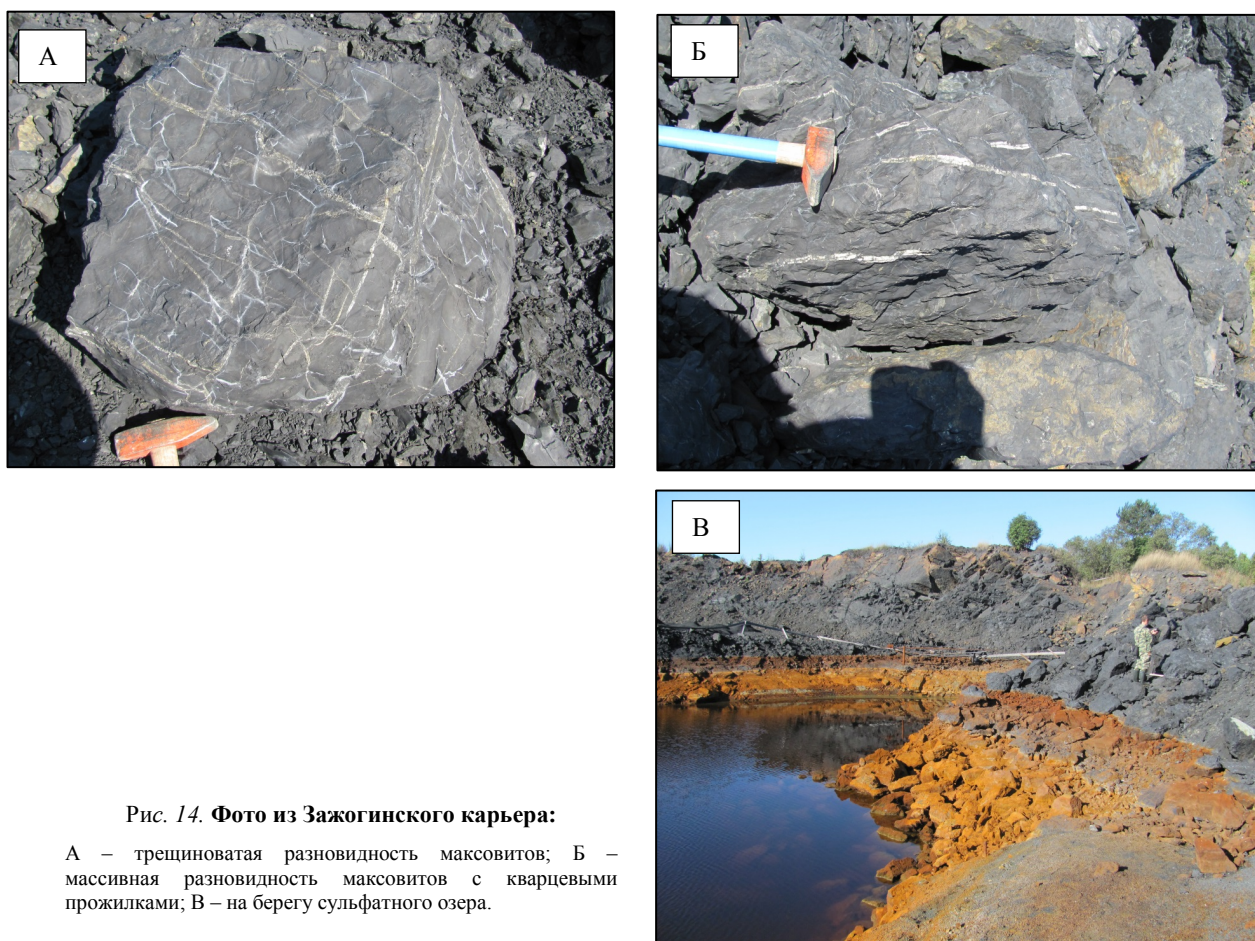


Рис. 14. Фото из Зазогинского карьера:

А – трещиноватая разновидность максовитов; Б – массивная разновидность максовитов с кварцевыми прожилками; В – на берегу сульфатного озера.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ШУНЬГА

Шуньгское месторождение высокоуглеродистых шунгитовых пород является традиционным объектом научного туризма и исследований специалистов в области черных сланцев. Основные сведения о строении месторождения получены Н.И. Рябовым в 1932–1933 гг. в ходе геологической разведки, результаты которой изложены в его отчете (Рябов Н.И., 1933). Позднее на месторождении и в ближайших окрестностях были пробурены лишь три скважины (Подкопаев и др., 1970). На долгие годы доступными для исследований оставались только небольшие сохранившиеся части северной и северо-восточной стенок карьера и устье одной из штолен (рис. 15). В последние годы, в связи с участившимися обвалами и деятельностью «черных копателей», добывавших антаксолит, вход в штольню был перекрыт решеткой (рис. 15).

Некоторый прорыв в понимании строения месторождения произошел в последние годы в связи с появлением новых данных. В 2007 г. в рамках международного проекта FAR-DEEP была пробурена скважина глубиной 240 м, вскрывшая всю осадочную и вулканогенную часть разреза до первого мощного силла габбродолеритов, что позволило приблизительно скоррелировать данный разрез с опорным разрезом Толвуйской синклинали. Положение скважины в структуре месторождения можно видеть на рис. 16. Скважина вскрыла лидит-доломитовый комплекс, но под ним не оказалось пачки высокоуглеродистых шунгитовых пород (шунит 2). Несмотря на неудачное место заложения, скважина дала качественный керновый материал для современных исследований (Ромашкин, Рычанчик, 2009).

При опробовании стенок карьера был выявлен уникальный материал – фосфоритовые прослои в шунгитовых породах и доломитах (Ромашкин и др., 2012). В отличие от других палеопротерозойских фосфоритов, представленными в основном конкрециями, шуньгские представляют собой микропрослои апатита в шунгитовых породах и их перекристаллизованные реликты в доломитах (рис. 17). По проблеме протерозойского фосфатогенеза и связанными с ним климатическими изменениями, а также трансформациями глобальных циклов углерода, серы, кислорода и фосфора на этом возрастном рубеже, в рамках международного проекта OnZaP были пробурены три скважины по 60 м. Все скважины вскрыли весь набор пород критического уровня – шунгит-лидит-доломитовый комплекс; положение скважин показано на рис. 16.



Рис. 15. Современное состояние стенок карьера и входа в штольню на месторождении Шуньга

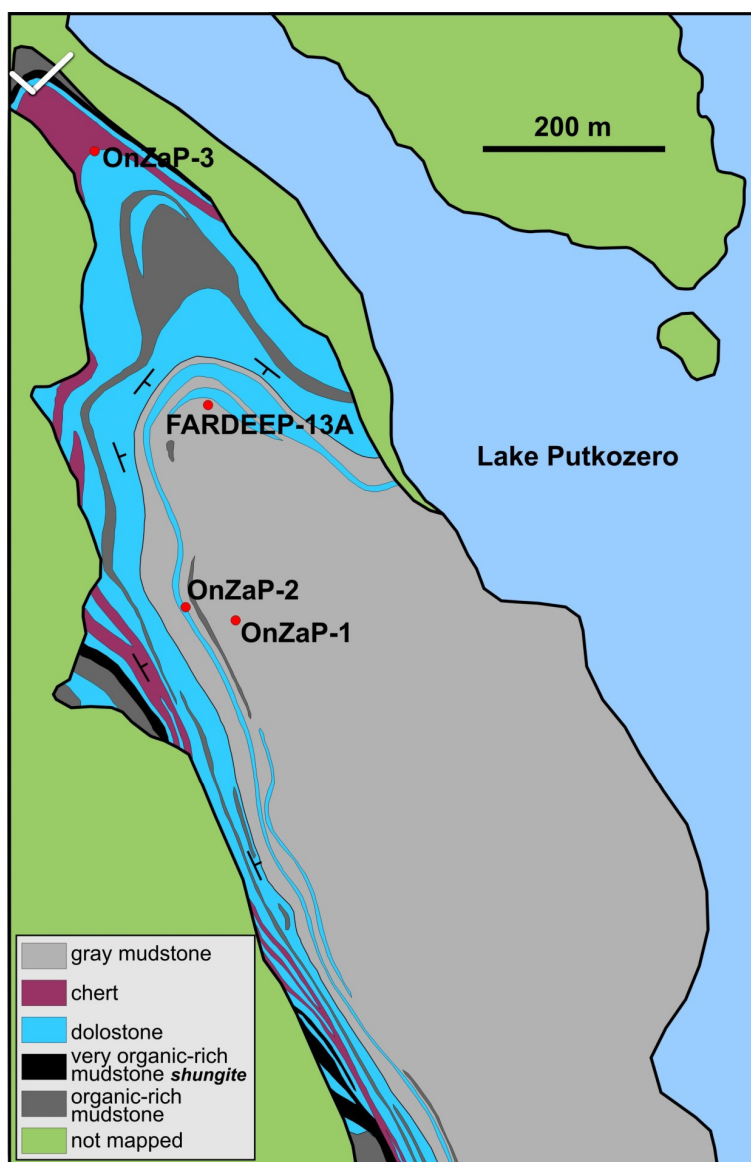


Рис. 16. Схема геологического строения месторождения Шуньга. По Рябову, 1933, с упрощениями. Нанесены скважины проектов FAR-DEEP и OnZaP. Толстой белой линией показано положение стенок карьера. Пояснения в тексте

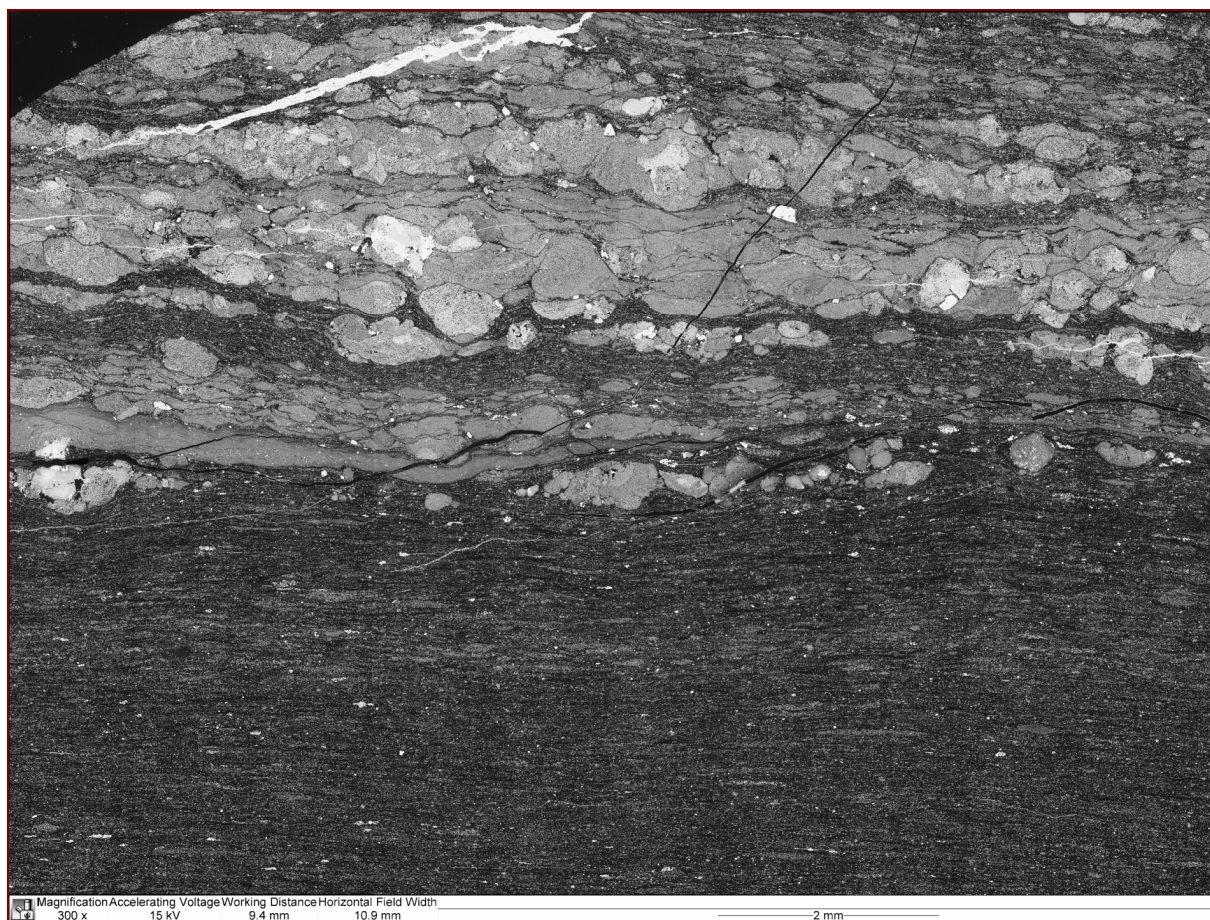


Рис. 17. Общий вид фосфоритового прослоя и микрослоистого строения шунгитовой породы, фото СЭМ. Прослой фосфоритов состоит из сближенных микрослоев. Видно комковато-линзовидное строение микрослоев, сложенных обособлениями различной степени чистоты апатита. Темно-серое/черное – шунгитовая порода, оттенки серого – апатит различной степени чистоты, светлое – выделения и прожилки чистого апатита (Ромашкин и др., 2012)

Схематическая геологическая карта месторождения по Н.И. Рябову приведена на рис. 16. Это пологая синклинали с размерами около 1,5х0,5 км, вытянутая в СЗ направлении, обращенная в сторону оз. Путкозеро, замкнутая на северо-западе, с тенденцией замыкания на юго-востоке. Среди сланцев и алевролитов высокоуглеродистые породы образуют два продуктивных пласта – нижний, со средней мощностью 3 м, и верхний – не более 1,85 м. Углы падения пластов в западной части достигают 40–45°, на востоке 12–15°, по мере погружения пластов в СВ направлении их мощность в целом уменьшается. Пласты могут выклиниваться, расщепляться; разделяет их прослой серых шунгитосодержащих доломитов. Перекрывает продуктивную толщу лидит-доломитовый комплекс.

Стратиграфически породы месторождения относятся ко второй и третьей пачкам верхней заонежской подсвиты. Породы шунгит-лидит-доломитового комплекса венчают разрез второй пачки, а перекрывающие их низкоуглеродистые кварц-хлорит-биотитовые сланцы начинают разрез третьей (рис. 3).

Непосредственно на месторождении, в районе штольни, п. Шуньга, сверху вниз в разрезе представлены: 1) перекрывающий комплекс (третья пачка): шунгитовые биотит-серицит-кварцевые, биотит-серицит-хлоритовые сланцы и алевролиты, линзы доломитов; 2) шунгит-лидит-доломитовый комплекс: лидиты (4–6 м), будинированные шунгитовые массивные доломиты (7–14 м), лидиты (1,5–2,5 м), мелкокристаллические шунгитовые доломиты (1–3 м), шунгитовые породы (шунгит 2) (0,3–1,85 м), шунгитовые доломиты (1–2 м), шунгитовые породы с прослоями, линзами и будинами шунгитовых доломитов (4–8 м), шунгитовые доломиты (0,2–0,8 м).

Среди особенностей Шунгского месторождения отметим отсутствие постепенных переходов между лидитами и доломитами, лидитами и шунгитовыми породами, доломитами. Быстрая смена пород наблюдается и по вертикали, и в горизонтальном направлении. Мелкая складчатость с амплитудой 4–5 м создает прихотливую, гофрированную форму обоих пластов шунгитовых пород. Более поздние деформации представле-

ны разрывными нарушениями, по которым происходило небольшое (до 1 м) смещение пород (рис. 18 Б.). Попадающий в такие зоны жильный антраксолит раздроблен на остроугольные обломки и залечен кальцитом и гипсом. Более детальное описание особенностей строения месторождения, зарисовки стенок карьера и штолен, можно найти в ряде работ (Атлас..., 2007; Филиппов, 2002; Полещук, 2006).

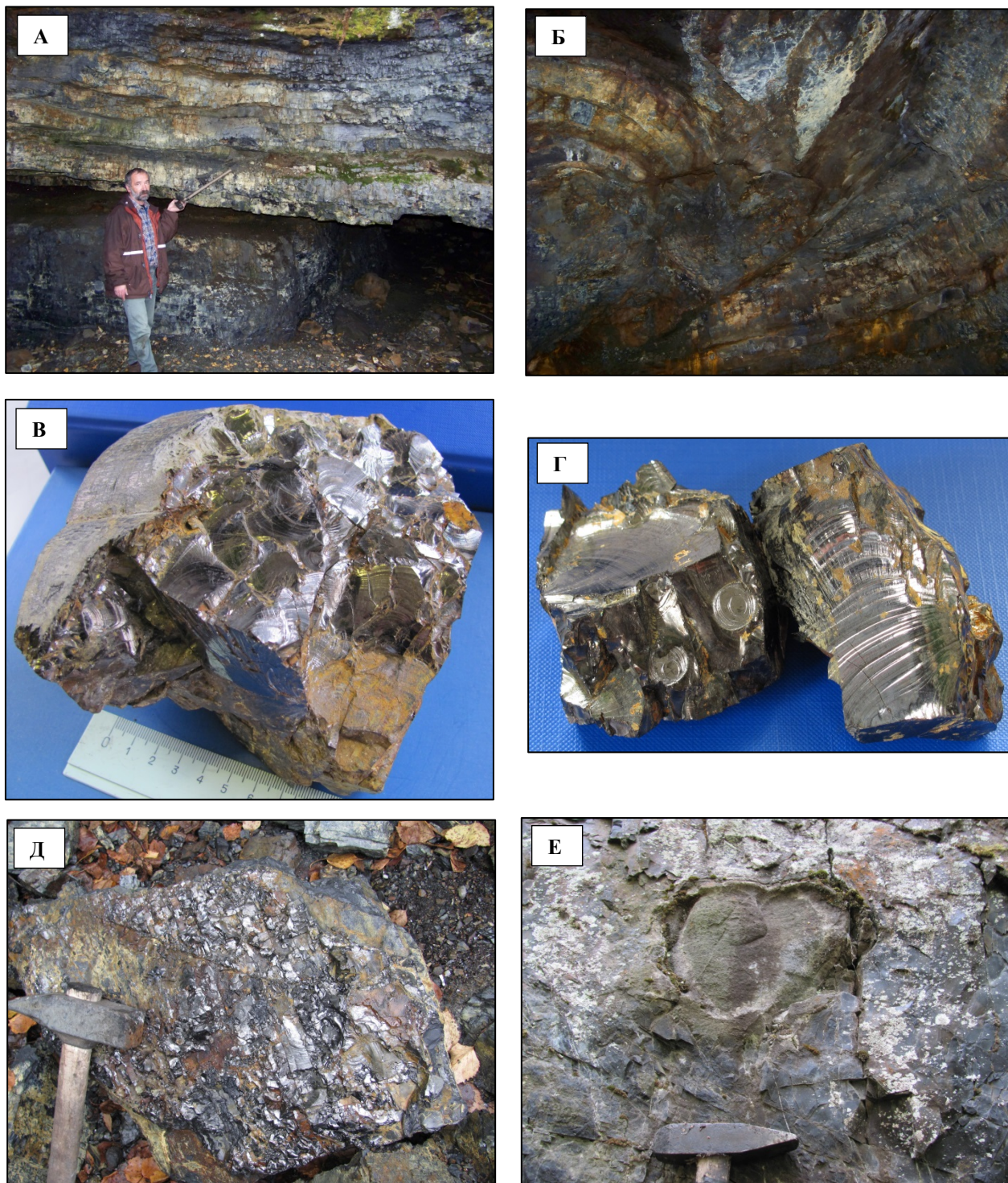


Рис. 18. Фото месторождения Шуньга.

А – параллелепipedальная отдельность в шунгитовых породах (шунгит 2), рукоятка молотка указывает на доломитовый прослой. Б – мелкая складчатость и ее нарушение по сдвигу в шунгитах 2. В, Г – особенности текстуры антраксолита (шунгит 1). Д – скол в плоскости жилы, блестящий антраксолит на фоне шунгитовой породы. Е – небольшая будина доломита в лидите (фтаните).

Шунгиты 2 внешне похожи на антрацит серым графитовым блеском и параллелепипедальной отдельностью. Их облик зависит, главным образом, от содержания $C_{св}$. Самые обогащенные шунгитовым веществом породы называют «полублестящей» разностью (60–75% $C_{св}$), а при концентрации углерода 50–60% они переходят в разряд «полуматовых» (рис. 18 А).

Антракосолит (шунгит 1), именуемый еще «блестящей» разностью, слагает субсогласную жилу в пачке шунгитовых пород. Для него характерен алмазный блеск, раковистый излом, скорлуповато-концентрические «отпечатки» на поверхностях скола (рис. 18 В-Д).

В минеральную основу шунгитовых пород, помимо кварца и серицита, входят хлорит, пирит и флогопит, встречаются полевые шпаты и гипс. При этом состав минеральной основы быстро меняется по разрезу слоистой пачки, чем он принципиально отличается от простого минерального состава максовитов куполовидных тел.

На микроуровне шунгитовые породы (шунгит 2) обнаруживают отчетливую слоистость, в отличие от максовитов (шунгит 3). Они предельно насыщены миграционным шунгитовым веществом, которое сконцентрировано в виде тончайших слойков и линзочек, согласных по отношению к первичной слоистости породы (рис. 17). Их концентрация больше в относительно более грубозернистых прослоях (при этом зернистость шунгитовых пород не выходит за рамки пелитовой размерности). Изотопный состав шунгитового углерода близок для всех разновидностей пород, включая шунгит 2, доломиты и антракосолит ($\delta^{13}C$ около -37.1 ‰), то есть источник органического вещества для этих пород был одним. Немного более тяжелый изотопный состав углерода лидитов ($\delta^{13}C - 33.3$ ‰) указывает на присутствие некоторой доли другого шунгитового вещества (Филиппов, 2002).

Химический состав пород Шуньгского месторождения приведен в табл. 11, отдельно выделены породы с повышенным содержанием фосфора (фосфоритовые прослои).

Таблица 11. Средние составы некоторых пород месторождения Шуньга

	карбонаты			Карбонатсодержащие			лидит			шнп		
	масс. %	n	СтО	масс. %	n	СтО	масс. %	n	СтО	масс. %	n	СтО
SiO ₂	5.54	6	2.90	21.18	2	13.74	92.99	2	0.89	65.31	2	1.63
TiO ₂	0.05	6	0.04	0.18	2	0.06	0.02	2	0.01	0.88	2	0.07
Al ₂ O ₃	0.53	6	0.49	2.59	2	0.66	0.33	2	0.09	11.93	2	2.76
Fe ₂ O _{3t}	0.66	6	0.61	6.57	2	1.90	0.73	2	0.12	9.74	2	2.08
MnO	0.18	6	0.10	0.06	2	0.01	0.02	2	0.00	0.20	2	0.09
MgO	17.29	6	6.35	5.67	2	0.67	0.26	2	0.22	3.37	2	0.28
CaO	28.37	6	3.28	11.68	2	0.93	0.40	2	0.56	0.14	1	
Na ₂ O	0.02	6	0.00	0.08	2	0.06	0.01	2	0.00	1.09	2	0.12
K ₂ O	0.27	6	0.38	1.10	2	0.35	0.08	2	0.05	4.25	2	1.01
H ₂ O	0.41	6	0.50	3.55	2	2.52	0.16	2	0.08	0.22	2	0.05
п.п.п.	45.78	6	3.09	43.51	2	19.53	4.96	2	0.06	3.19	2	0.14
P ₂ O ₅	0.182	6	0.174	0.094	2	0.062	0.035	2	0.007	0.085	2	0.064
Cr ₂ O ₃	0.002	6	0.002	0.010	2	0.004	0.008	2	0.000	0.017	2	0.000
V ₂ O ₅	0.029	6	0.025	0.048	2	0.046	0.013	2	0.007	0.021	2	0.012
CoO	0.001	6	0.001	0.003	2	0.001	0.001	2	0.000	0.005	2	0.001
NiO	0.007	6	0.006	0.014	2	0.001	0.005	2	0.001	0.008	2	0.001
CuO	0.002	6	0.001	0.004	2	0.001	0.001	2	0.000	0.006	2	0.005
ZnO	0.017	6	0.019	0.011	2	0.012	0.001	2	0.000	0.013	2	0.001
S _{общ.}	0.38	5	0.46	4.61	2	0.91				0.42	2	0.13
SO ₃	0.71	5	0.78	7.05	2	4.45						
CO ₂	36.18	6	7.49	4.65	2	1.47	1.07	2	0.10	0.65	1	

Продолжение таблицы

	шунгит 1			шунгит 2			конкр.	Карб + Р и			шунгит 2 + Р		
	масс. %	n	СтО	масс. %	n	СтО		масс. %	n	СтО	масс. %	n	СтО
SiO ₂	2.46	2	2.48	20.51	21	9.33	78.54	12.34	4	2.16	23.29	2	15.61
TiO ₂	0.04	2	0.00	0.48	21	0.23	0.12	0.26	4	0.20	0.40	2	0.08
Al ₂ O ₃	0.22	2	0.02	4.84	21	2.66	1.49	3.72	4	1.78	5.61	2	2.52
Fe ₂ O _{3t}	0.67	2	0.24	7.48	21	11.50	1.25	2.22	4	1.00	2.42	2	0.18
MnO	0.02	1		0.01	21	0.01	0.01	0.06	4	0.08	0.01	2	0.00
MgO	0.90	2	0.15	2.33	21	2.66	0.63	7.93	4	3.68	3.90	2	3.66
CaO	0.52	1		0.38	18	0.40	0.15	22.75	4	12.28	6.48	2	4.40
Na ₂ O	0.07	2	0.02	0.13	21	0.07	0.02	0.05	4	0.03	0.13	2	0.08
K ₂ O	0.09	2	0.06	1.81	21	0.97	0.42	1.63	4	0.68	1.97	2	0.56
H ₂ O	2.11	2	0.62	1.72	21	1.22	0.82	0.86	4	0.38	2.45	2	1.04
п.п.п.	93.92	2	2.04	61.44	21	12.77	16.27	32.56	4	11.28	48.39	2	4.94

P ₂ O ₅	0.030	1		0.076	20	0.074	0.080	14.193	4	6.436	6.450	2	4.978
Cr ₂ O ₃	0.006	2	0.001	0.019	20	0.010	0.009	0.002	1		0.022	2	0.023
V ₂ O ₅	0.142	2	0.030	0.227	20	0.096	0.076	0.040	1		0.123	2	0.066
CoO	0.002	1		0.003	21	0.001	0.001	0.002	4	0.001	0.001	2	0.000
NiO	0.035	1		0.026	21	0.020	0.010	0.030	4	0.010	0.034	2	0.008
CuO	0.013	1		0.009	21	0.004	0.003	0.004	4	0.001	0.011	2	0.001
ZnO	0.036	1		0.016	21	0.013	0.019	0.089	4	0.130	0.010	2	0.007
S _{общ.}	0.54	1		3.24	20	1.60	0.06	0.70	3	0.50	1.23	2	0.34
SO ₃	0.42	1		0.10	13	0.07		0.36	1				
CO ₂				0.51	1		0.72	9.93	4	8.12			

Примечание. n – количество анализов, СтО – стандартное отклонение. Конкрец – кремнистая конкреция, +Р – породы с проявлениями фосфоритов.

Традиционно считается, что Шуньгские породы отличаются от других шунгитоносных пород повышенным содержанием Р, V, Ni, а так же, As, Ag, Мо (Филиппов, 2002). Геохимические характеристики некоторых пород представлены в табл. 12 и 13, отдельно для методов РФА и ICP-MS. Очевидно, что высокие содержания Р и коррелирующие с ними содержания F означают наличие в пробах апатита фосфоритовых прослоев. Концентрация V, Ni, As, Ag, Мо и ряда других элементов увеличивается в высокоуглеродистых породах (шунгитах 2 и антраксолите), что ясно указывает на их связь с миграционным ШВ. Спектры распределения РЗЭ, представленные на рис. 19, показывают большое разнообразие для пород Шуньгского месторождения и не противоречат мнению о преимущественной связи тяжелых лантаноидов с миграционными углеводородами (Ромашкин и др., 2014).

Таблица 12. Геохимические характеристики отдельных пород месторождения Шуньга, метод РФА

	доломит			лидит			конкрец	шунгит 1
	масс. %	n	СтО	масс. %	n	СтО	масс. %	масс. %
MnO	0.0534	4	0.0428	0.0082	2	0.0016	0.0250	0.0060
P ₂ O ₅	4.8406	4	8.9540				1.9571	0.0891
Cr ₂ O ₃	0.0046	4	0.0019	0.0041	2	0.0004	0.0036	0.1103
V ₂ O ₅	0.0836	4	0.0710	0.0089	2	0.0033	0.0926	0.9057
Co ₃ O ₄	0.0014	1						
NiO	0.0302	4	0.0310	0.0012	1		0.0686	0.4100
CuO	0.0163	4	0.0258				0.2086	0.0364
ZnO	0.1144	4	0.1656				0.1036	0.0570
Rb ₂ O	0.0022	2	0.0009				0.0053	
Cs ₂ O	0.0223	2	0.0116					
Cl	0.0176	4	0.0074					2.8286
F	1.0300	1					0.3243	
I	0.0154	1					0.0123	
Ba	0.0348	2	0.0176				0.0289	
Ga	0.0004	1					0.0006	
Sc	0.0006	1						
Sr	0.0290	3	0.0207				0.0163	
Y	0.0080	3	0.0097				0.0063	
Zr	0.0036	3	0.0014					
As	0.0049	2	0.0024					
Mo	0.0016	2	0.0004					0.0067
Pb	0.0018	1						

Примечание. n – количество анализов, СтО – стандартное отклонение. Конкрец – кремнистая конкреция.

Таблица 13. Некоторые геохимические характеристики отдельных пород месторождения Шуньга, метод ICP-MS.

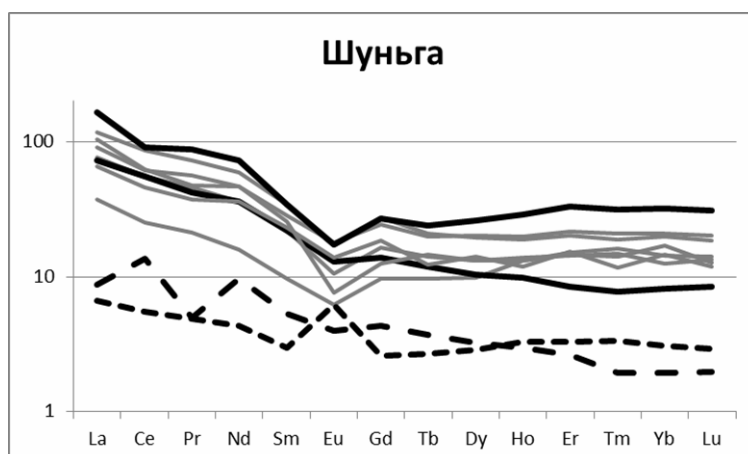
	шунгит 2			алевролит			доломит			ш 1
	ppm	n	СтО	ppm	n	СтО	ppm	n	СтО	ppm
Li	48.4	6	60.8	2.4	2	0.9	55.9	1		8.8
Be	2.1	5	1.2				1.1	1		
P	1296.7	2	281.6				440.6	1		95.5
Sc	9.4	6	6.2	6.1	3	8.3	4.1	3	2.2	
Ti	3084.1	6	1996.3	4249.9	2	2142.9	1118.2	1		70.4
V	1758.7	6	886.5	91.1	3	36.7	564.9	3	587.2	1247.4
Cr	178.4	5	111.9	45.2	1		61.0	1		12.5
Mn	56.0	6	42.9	131.2	2	51.9	78.6	1		38.8
Co	23.2	6	16.2	20.8	3	6.0	9.9	3	10.1	22.1
Ni	266.5	5	141.1	180.8	2	193.5	134.0	3	102.0	730.9
Cu	153.5	6	105.9	135.8	3	87.3	59.0	3	80.1	56.2

Zn	167.1	6	151.3	47.7	3	61.3	157.7	3	116.9	248.6
Ga	11.0	6	5.2	3.5	3	5.4	3.2	3	4.1	4.1
As	536.0	3	381.6	0.1	1		164.2	3	281.8	175.1
Rb	61.9	6	69.0	39.1	3	64.5	27.2	3	24.5	
Sr	10.6	6	4.3	8.3	3	12.5	112.9	3	94.9	3.9
Y	32.6	6	8.0	7.1	3	6.5	23.4	3	18.0	5.7
Zr	163.9	6	98.1	87.7	3	69.2	23.5	3	29.6	2.1
Nb	18.4	6	16.3	23.7	3	8.8	1.6	3	1.7	0.2
Mo	191.1	6	108.0	22.5	3	18.9	93.4	3	135.7	233.7
Ag	2.1	6	2.3	18.4	2	2.7	0.7	1		0.4
Cd	3.1	6	3.0	0.3	3	0.1	2.0	3	1.9	2.3
Sn	2.7	5	1.4	1.2	2	0.2	0.4	3	0.1	5.5
Sb	16.2	5	13.0	58.8	2	83.0	3.2	3	4.9	5.5
Te	0.5	3	0.2	0.7	2	1.0	0.1	3	0.1	
Cs	4.1	6	6.1	2.2	3	3.4	3.6	3	3.3	0.5
Ba	163.0	6	137.3	73.2	3	113.3	14.0	3	8.0	
Hf	5.3	6	3.6	1.9	3	1.9	0.6	3	0.7	0.1
Ta	2.0	5	1.3	0.6	2	0.4	0.1	3	0.2	
W	9.7	5	3.5	6.8	2	8.6	2.5	3	3.3	1.2
Re	0.2	2	0.0	0.7	1		0.6	2	0.5	
Tl	1.7	6	1.3	1.2	3	0.8	0.6	3	0.9	0.1
Pb	20.3	6	5.3	90.6	3	73.1	4.5	3	5.0	10.3
Bi	0.7	3	0.6	3.0	3	1.8	0.1	3	0.1	0.1
Th	4.8	6	1.5	2.0	3	3.0	0.6	3	0.7	0.3
U	31.9	5	14.2	9.0	2	11.2	8.5	3	8.5	2.6

Примечание. n – количество анализов, СтО – стандартное отклонение. ш1 – антраксолит, единичный анализ.

Рис. 19. Спектры распределения РЗЭ для пород месторождения Шуньга (нормировано по Evensen et al., 1978).

Серые линии – шунгит 2, длинный пунктир – антраксолит (шунгит 1), короткий пунктир – доломит, черные линии – алевролит.



Во время посещения месторождения можно видеть различные подтипы высокоуглеродистых пород, прослои доломитов и их будины, а так же субсогласную (в районе входа в штольню) жилу антраксолита. В районе главного обнажения, у входов в штольню, хорошо видно строение шунит-лидит-доломитового комплекса. Нижняя слоистая шунгит-доломитовая пачка четко отделяются от перекрывающей ее лидит-доломитовой. Нижняя пачка состоит из переслаивания высокоуглеродистых пород с разными содержаниями $C_{св}$ с тремя прослоями шунгитсодержащих доломитов. В кровле одного прослоя находится субсогласная жила антаксо. Картину усложняют крупные (до первых м) фрагменты доломитов, «проваливающиеся» в слоистую пачку и образующие своеобразные «котлы» в ней. Такие включения плавно обтекает шунгитоносная порода. Перекрывающая лидит-доломитовая пачка не имеет признаков первичной слоистости; в ней отчетливо заметны следы пластических деформаций. Лидиты (фтаниты) разных генераций внедряются друг в друга, рассекают и будинируют доломитовый прослой так, что крупные фрагменты доломитов как бы «плавают» в лидитовом слое. Кроме того, в породах можно увидеть многочисленные следы течения вещества, ветвление пластов, будинаж и мелкую складчатость продуктивного пласта.

Хотя Шуньгское месторождение имеет официальный статус геологического памятника природы, охраняемого государством, это не мешает населению замусоривать его территорию, а «черным копателям» рыть канавы в поисках жилы антраксолита. Многочисленные следы этой деятельности можно, к сожалению, наблюдать на объекте. В утешение можно найти оставленные ими довольно крупные обломки блестящего антраксолита.

Литература

- Атлас текстур и структур шунгитоносных пород Онежского синклиория / Ред. М.М. Филиппов и др. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. 80 с.
- Борисов П.А. Карельские шунгиты. Петрозаводск, 1956. 92 с.
- Галдобина Л.П., Горлов В.И., Калинин Ю.К. Типы и свойства шунгитовых и шунгитосодержащих пород // Шунгиты Карелии и пути их комплексного использования / Под ред. В.А. Соколова и Ю.К. Калинина. Петрозаводск, 1975. С. 20–29.
- Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии / Ред. В.А. Соколов. Петрозаводск: КФАН СССР, 1982. 204 с.
- Голубев А.И., Ахмедов А.М., Галдобина Л.П. Геохимия черносланцевых комплексов нижнего протерозоя Карельского региона. Л.: Наука, 1984. 192 с.
- Горлов В.И. Онежские шунгиты (геология, генезис, прогнозная оценка): Дис. канд. геол.-минер. наук. Петрозаводск, 1984. 226 с.
- Иностранцев А.А. Новый крайний член в ряду аморфного углерода // Горный журнал. 1879. Т. 11, № 5–6. С. 314–342.
- Калинин Ю.К. Классификация шунгитовых пород // Шунгиты – новое углеродистое сырье. Петрозаводск, 1984. С. 4–16.
- Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров Б.С. и др. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 96 с.
- Ковалевский В.В. Шунгит или высший антраксолит? // Записки РМО. Ч. СХХХVIII, № 5. 2009.
- Ковалевский В.В. Шунгит – природный фуллереноподобный углерод: структура, свойства, модификация, новые направления использования. // Фуллерены и наноструктуры в конденсированных средах. Минск. Изд. центра БГУ. 2011. С. 74–79.
- Купряков С.В. Геология и генезис шунгитовых пород Зажогинского месторождения // Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии. Петрозаводск, 1994. С. 93–98.
- Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 315 с.
- Подкопаев В.А., Громова З.Т., Галдобина Л.П. и др. Отчет о геолого-разведочных работах, проводимых Великогубской партией СЗТГУ в Медвежьегорском р-не КАССР в 1967–1969 гг. (Фонды ПГО «Севзапгеология». 1970).
- Полеховский Ю.С., Голубев А.И. Людикийский надгоризонт Онежского прогиба / Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1989. С. 106–117.
- Полежук А.В. О некоторых закономерностях в распределении карбонатных пород среди шунгит-лидид-доломитового комплекса в старом карьере п. Шуньга / Геология, геоэкология и полезные ископаемые СЗ России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 45–47.
- Рожкова Н.Н. Наногуглерод шунгитов // Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 100 с.
- Ромашкин А.Е., Рычанчик Д.В. Результаты реализации первых этапов проекта FAR-DEEP. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2009. С. 125–129.
- Ромашкин А.Е., Лепланд А., Йёсу Л., Рычанчик Д.В., Голубев А.И. Фосфоритовый горизонт высокоуглеродистых пород людикийской Онежской структуры. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 15. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2012. С. 62–69.
- Ромашкин А.Е., Рычанчик Д.В., Голубев А.И. Геохимия РЗЭ углеродсодержащих пород Онежской структуры. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 17. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2014. С. 74–85.
- Рычанчик Д.В., Ромашкин А.Е. Особенности внутреннего строения Максовской залежи шунгитовых пород // Углеродсодержащие формации в геологической истории: Тр. междунар. симпоз. Петрозаводск, 2000. С. 73–79.
- Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: Наука, 1979. 208 с.
- Рябов Н.И. Отчет о геолого-разведочных работах на Шуньгском месторождении шунгита за 1932–33 гг. Петрозаводск, 1933. С. 22–25 // Фонды КарНЦ РАН. Ф. 1, оп. 24, ед. хр. 397.
- Соколов В.А., Галдобина Л.П. Людикий – новое стратиграфическое подразделение нижнего протерозоя Карелии // ДАН СССР. 1982. Т. 267, № 1. С. 187–190.
- Стратиграфия докембрия КАССР (архей, нижний протерозой). Петрозаводск, 1984. 115 с.
- Филиппов М.М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск, 2002. 280 с.
- Филиппов М.М. Шунгитоносные породы Карелии: черная Олонецкая земля, аспидный сланец, антрацит, шунгит. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. 488 с.
- Юдович Я.Э., Кэтрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 271 с.
- Юдович Я.Э., Кэтрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФНаука, 1994. 304 с.
- Buseck P.R., Tsipursky S.J., Hettich R. Fullerenes from the geological environment. // Science. 1992. V. 257. P. 185–191.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O’Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. 42. P. 1199–1212.
- Melezhik V.A., Fallick, A.E., Filippov, M.M., Lepland, A., Rychanchik, D.V., Deines, Y.E., Medvedev, P.V., Romashkin and A.E., Strauss, H. Petroleum surface oil seeps from Palaeoproterozoic petrified giant oilfield // Terra Nova. 2009. V. 21. P. 119–126.

ЭКСКУРСИЯ 4

ПРОСМОТР КЕРНА ОНЕЖСКОЙ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЫ (ОПС)

Голубев А.И., Ромашкин А.Е., Рычанчик Д.В.

Онежская синклиновая структура Карелии, расположенная в ЮВ части Фенноскандинавского щита, является областью развития мощного комплекса палеопротерозойских образований в диапазоне возрастов 2,5–1,75 млрд лет. Здесь широко представлены магматогенные, в т.ч. вулканогенные толщи, а так же широкий спектр морских и субаквальных осадочных формаций значительной мощности (Онежская..., 2011). Онежский синклиниорий – уникальный объект, хранящий записи геологической истории о большом количестве глобальных событий, произошедших в течение примерно 500 млн лет геологического развития Земли. Среди целого ряда последовательно-параллельных событий, отмечающих глобальные изменения архейско-протерозойского перехода, здесь отчетливо проявлены такие из них, как гуронское оледенение (2,4 млрд лет), появление свободного кислорода в атмосфере (ятулийские красноцветы – 2,2 млрд лет), мощное строматолитовое карбонатаккумуляция с аномально тяжелым изотопным составом углерода (событие Ломангунди-ятулий, 2,1 млрд лет), древнейшие эвапоритовые толщи ятулия; массовое накопление свободного углерода изотопно-легкого состава (событие Шуньга, 2,0 млрд лет). Эти события отмечают резкие перестройки в режимах осадконакопления, глобальных циклах кислорода, углерода, а так же серы и фосфора (Reading..., 2013).

Раннепротерозойский этап развития докембрия Карелии (2,5–1,8 млрд лет) характеризовался условиями рифтогенного геотектонического режима, мощными проявлениями базитового и ультрабазитового магматизма, терригенным, хемогенно-терригенным седиментогенезом, массовым развитием углеродсодержащих пород. Онежская синклиновая структура, расположенная в ЮВ части Фенноскандинавского щита является стратотипической для вулканогенно- и терригенно-осадочных отложений ятулийского, людиковийского и калевийского уровней карельского цикла. Среди нижнепротерозойских образований здесь хорошо представлены образования в диапазоне возрастов 2,5–1,75 млрд лет. Снизу вверх это образования сумийского (2,4), сариолийского (2,3), людиковийского (1,95), калевийского (1,92) и вепсийского (1,75) надгоризонтов² (рис. 1). Если для сумийского и сариолийского комплексов углеродонакопление не характерно, то для ятулийских, людиковийских и калевийских пород характерно массовое накопление карбонатного и/или свободного углерода, разнообразная по составу магматическая активность различной степени напряженности. На калевийском уровне спадает как вулканическая активность, так и углеродонакопление.

Онежская параметрическая скважина (ОПС) была задана для заверки опорных геофизических профилей в 2009 г. Скважина была пройдена в западной части Онежской синклинальной структуры в пределах Кондопожской синклинали второго порядка. ОПС была пробурена вертикально, забой скважины на глубине 3537 м; из них без отбора керна пробурено 1775 м, с отбором керна 1758 м, выход керна составлял 35,5–66,9% в зависимости от типа пород и керноотборного снаряжения. Бурение скважины производилось с использованием пресной воды в качестве промывочной жидкости, но в интервале 2751–2944 м была вскрыта толща каменной соли. По этой причине бурение было переведено на насыщенный NaCl буровой раствор (Онежская..., 2011).

Так были впервые обнаружены сохранившиеся докембрийские эвапоритовые образования. Скважина вскрыла нижнепротерозойские образования Северо-Онежского синклинория в диапазоне калевийский – ятулийский надгоризонты и вошла в архейское гранито-гнейсовое основание Онежской структуры. Несмотря на относительно небольшой выход кернового материала, скважиной вскрыты интереснейшие части разреза суйсарской, заонежской и туломозерской свит, в т.ч. уникальные для нижнего протерозоя ангидрит-магнетитовые и галитовые образования (Морозов и др., 2010). Сохранность этих толщ может объясняться их глубоким положением (2400–2950 м) в центральной части пологой синклинали второго порядка Онежской структуры.

Общий разрез ОПС, положение интервалов кернового бурения приведены на рис.2, интерпретация безкерновых интервалов выполнялась по результатам исследований шлама и карротажным данным сотрудниками ОАО НПП «Недра» (г. Ярославль) и ФГУП «ВСЕГЕИ» (Онежская..., 2011). Разрез в целом совпал с моделью, предложенной сотрудниками Института геологии КарНЦ РАН при проектировании ОПС, разумеется, за исключением сульфатных и галитных образований, сохранность которых никто не мог предполагать (Шаров и др., 2007).

² Указана верхняя граница надгоризонтов, здесь и далее возраст в млрд. лет.

Акротема	Эонотема	Надгоризонт	Горизонт		Абсолютный возраст (млн.лет)	Мощность, м	Литологический состав
Протерозойская	Нижняя (карельская)	вепсский			1650	1500	Песчаники, кварцито-песчаники, алевролиты, сланцы, конгломераты, конглобрекчии. Силлы и лавы основного состава.
		калевский			1800	1000	Переслаивание граувакковых песчаников, алевролитов, углеродсодержащих аргиллитов с прослоями мелкогалечниковых конгломератов.
		людиковский	суйсарский		1920	700	Туфы, туффиты, лавы базальтового, пикробазальтового и мелабазальтового состава.
			заонежский			1200	Полевошпат-кварцевые песчаники, алевролиты, кривозериты, шунгитсодержащие алевролиты, аргиллиты с прослоями доломитов, известняков, лидитов. Лавы и силлы основного состава.
		ятулийский	онежский		2100	500	Доломиты, известняки мраморизованные, песчаники кварцевые с доломитовым цементом, алевролиты, сланцы, базальты.
			сегозерский			1100	Песчаники, кварцито-песчаники, сланцы, туффиты, редкие прослои карбонатных пород, конгломераты, базальты.
		Сари-лийский			2300	500	Полимиктовые и гранитные конгломераты, аркозы, граувакки, лавы андезито-базальтового состава.
			сумийский		2400	1000	Конгломераты, туфоконгломераты, гравелиты, аркозовые песчаники, кварцевые порфиры дацит-риолитового состава.
		Верхняя (лопийская)			2500	2000	Туфы средних и кислых вулканитов, сланцы, железистые кварциты, углеродсодержащие и карбонатные породы, конгломераты, базальты, коматииты, андезиты.
					3200		
	Нижняя (саамская)					>3000	Бiotитовые, эпидот-биотитовые, амфиболовые и кианит-содержащие гнейсы и гранито-гнейсы.

Рис. 1. Общая стратиграфическая колонка Карелии



Рис. 2. Обобщенный разрез Онежской параметрической скважины (Онежская..., 2011)

В разрезе ОПС (Онежская..., 2011) (сверху вниз) в диапазоне до глубины 401 м выявлены терригенные отложения кондопожской свиты калевийского надгоризонта. Они представлены переслаиванием аргиллитов, алевролитов, песчаников (в т.ч. углеродсодержащих – шунгитонесных) с различными туффоидами, туфоконгломератами.

Глубины 401–656 м представлены образованиями суйсарской свиты людиковийского надгоризонта. Это вулканогенные образования, представленные покровами базальтов, пикробазальтов, переслаивающихся с туфами, туфопесчаниками аналогичного состава.

В интервале 656–2115 м встречаются образования заонежской свиты людиковийского надгоризонта. Ее верхняя часть (верхняя подсвита) представлена переслаиванием алевролитов, алевропелитов, туфитов в различной степени обогащенных органическим углеродом (шунгитом) с потоками базальтов, прослоями массивных шунгитов, силицитами и карбонатными породами; встречаются согласные тела долеритов. Здесь отмечены признаки присутствия фосфоритовых микропрослоев (Ромашкин и др., 2012). Нижняя часть (нижняя подсвита) представлена тонкослоистыми доломитистыми пелитами, алевролитами, практически не содержащими шунгитового вещества.

С глубины 2115 м начинаются образования ятулийского надгоризонта и продолжаются до отметки 2944 м. До глубины 2405 м выделяется тулодозерская свита, состоящая преимущественно из доломитов, среди которых встречаются строматолитовые и обломочные разновидности. Они переслаиваются с пестроцветными алевропелитами, полевошпат-кварцевыми прослоями. Отмечаются многочисленные псевдоморфозы по гипсу и соли. В низах пачки начинает попадаться магнезитовый и ангидритовый материал. В интервале 2405–2750 м выделена существенно сульфатная ангидрит-магнезитовая пачка (улитинская толща). Она представлена переслаиванием массивных ангидрит-магнезитовых, пелитоморфных магнезитов, кварц-полевошпатовых алевропелитов. С глубины 2750 по 2944 м располагается каменная соль – галитовая толща, представляющая собой массивную крупнокристаллическую породу с большим количеством фрагментов различных вмещающих пород и примесью ангидрита и магнезита. К сожалению, в разрезе ОПС не удалось зафиксировать проявлений ятулийского магматизма.

С глубины 2944 м и до забоя скважина вскрывает архейский фундамент Онежской структуры. Он представлен гранитами и гнейсогранитами, отмечаются субпластовые тела габброидов и пироксенитов.

Рассмотрим более детально некоторые особенности строения ключевых фрагментов разреза.

Итак, скважиной вскрыта стратиграфическая последовательность, отражающая трансгрессивно-регрессивные циклы и импульсы магматизма, ятулийско-людиковийский переход (Голубев и др., 2010; Онежская..., 2011). углеродсодержащие части разреза Онежского синклиниория, а точнее, его части, содержащей свободный или органический углерод ($C_{орг.}$) – породы людиковийского (2,1 млрд лет) а так же калевийского (1,92–1,8 млрд лет) надгоризонтов. Образования этого уровня в целом соответствуют трансгрессивно-регрессивному циклу с нарастанием напряженности магматизма и его вспышкой на максимуме прогибания – углубления бассейна.

Выделяемая в составе людиковийского надгоризонта заонежская свита отвечает трансгрессивному этапу с накоплением большого количества биогенного углерода в формирующихся осадках. Образования свиты через короткий переход залегают непосредственно на ятулийских строматолитовых карбонатах. Биогенное накопление углеродсодержащих осадков прерывается мощной вспышкой мафит-ультрамафитового магматизма, подавившего биологическую активность в бассейне. Этот уровень представлен образованиями суйсарской свиты людиковия. Регрессивный этап представлен образованиями кондопожской свиты калевийского надгоризонта. В это время территория перешла в пассивный тектонический режим, где в условиях континентального склона формируются толщи ритмичных турбидитных осадков (Голубев и др., 2010). К сожалению, вся кондопожская свита была пройдена ОПС без керна.

Основная масса накопленного свободного углерода ($C_{орг.}$) находится в составе заонежской свиты людиковия. В керне ОПС можно наблюдать в различной степени обогащенные $C_{орг.}$ осадки этого уровня (рис. 3 А, Б). Химические составы пород заонежской свиты показаны в таблицах 3–6 раздела «экскурсия 3», среднее содержание некоторых элементов для углеродистых алевропелитов заонежской свиты непосредственно по керну ОПС – в табл. 1.

Своеобразные тонкослоистые карбонат-терригенные породы нижней заонежской подсвиты (кривоозериты) хорошо представлены в керне ОПС (рис. 3 В, Г).

Средние составы пород магматического людиковийского (суйсарско-заонежского) комплекса показаны в табл. 2, их некоторые геохимические характеристики (метод РФА) – в табл. 3. Усредненные спектры распределения РЗЭ для разновидностей пород комплекса представлены на рис. 4. Эти данные указывают на определенную эволюцию людиковийского магматизма.

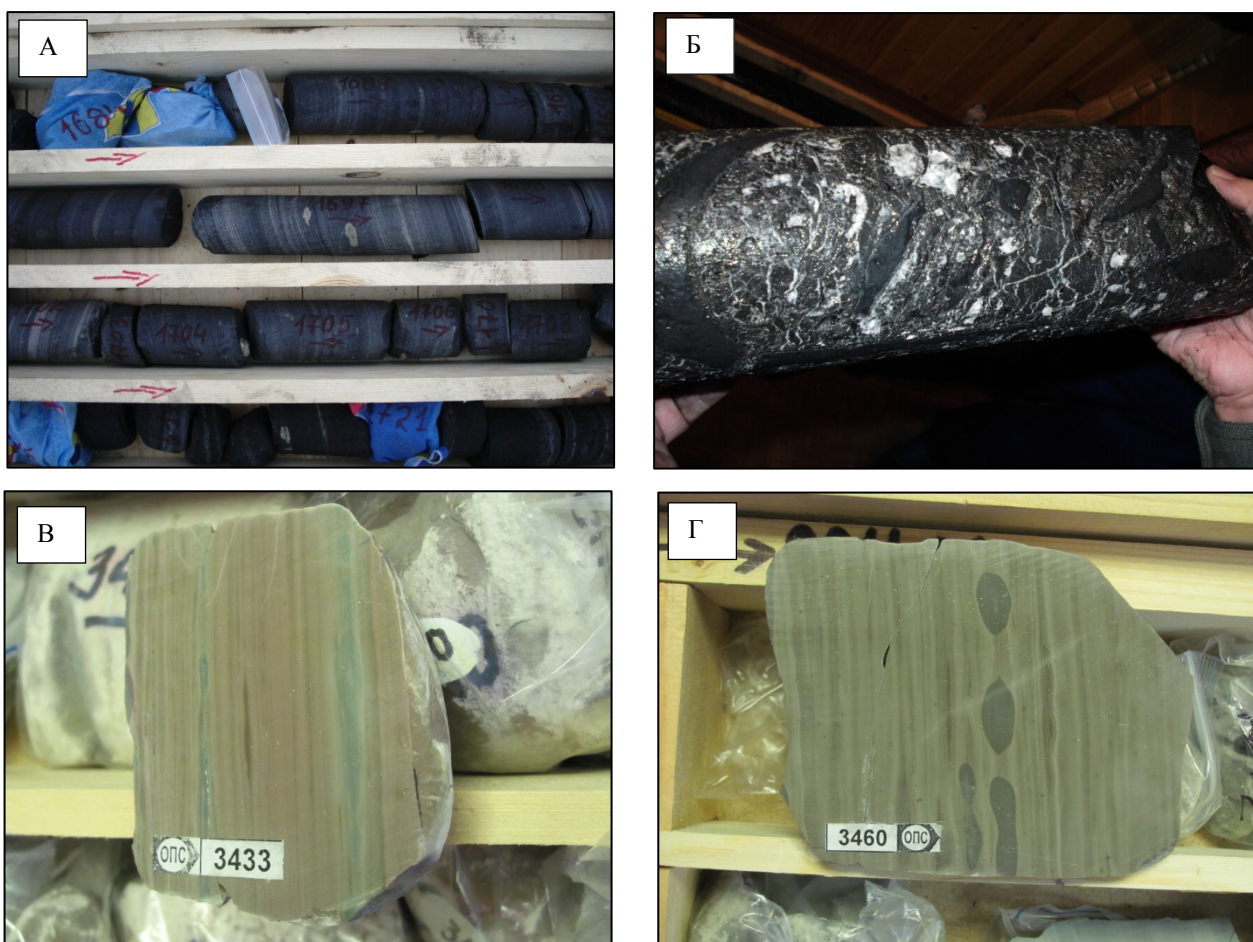


Рис. 3. Породы заонежской свиты в керне ОПС

А – в разной степени обуглероженные алевролиты. Б – брекчированная высокоуглеродистая порода. В, Г – кризовериты нижней подсвиты

Таблица 1. Среднее содержание элементов в углеродистых алевропелитах верхней подсвиты заонежской свиты по разрезу ОПС (Онежская..., 2011)

Оксид/Элемент	Сод-е	Элемент	Сод-е
P ₂ O ₅ *	0,078	Nb	8,72
Na ₂ O	0,99	Mo	19,3
MgO	5,49	Sb	14,6
Al ₂ O ₃	6,43	Ba	470
K ₂ O	1,59	La	17,2
CaO	10,33	Ce	33,1
TiO ₂	0,57	Pr	4,37
MnO	0,076	Nd	17,6
Fe ₂ O ₃ (общ)	7,22	Sm	3,86
Cu	157	Eu	1,06
Ni	122	Gd	4,02
Zn	244	Tb	0,61
Li	22,2	Dy	3,75
B	20,7	Ho	0,81
As	35,8	Er	2,45
Se	3,44	Tm	0,34
Te	0,22	Yb	2,20
Bi	0,16	Lu	0,35
V	295	Hf	2,25
Cr	85,1	Ta	0,65
Ge	1,00	Pb	19,2
Rb	34,2	Th	3,95
Sr	65,4	U	6,22
Y	26,2	Co	29,0
Zr	84,9	W	3,67

* Оксиды (%), остальные элементы (ppm).

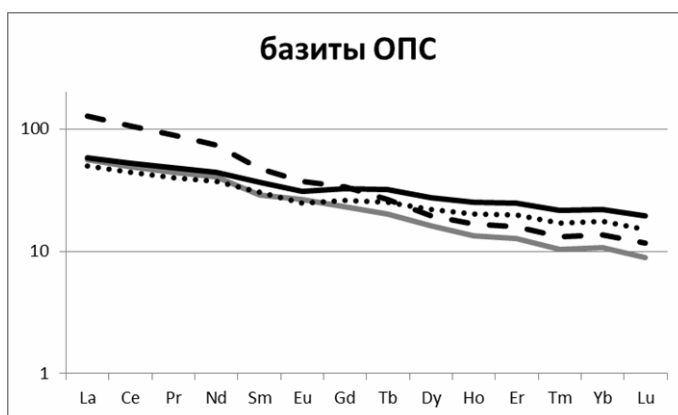


Рис. 4. Усредненные спектры распределения РЗЭ для базитов ОПС. (нормировано по Evensen et al., 1978).

Серая линия – базальты и пикробазальты суйсарской свиты, пунктир – долериты суйсарской свиты, точки – базальты заонежской свиты, черная линия – долериты заонежской свиты

Таблица 2. Средние составы магматических пород ОПС

	Суйсарская свита						Заонежская свита			
	базальты 1		базальты 2		долериты		базальты		долериты	
	вес. %	СтО	вес. %	СтО	вес. %	СтО	вес. %	СтО	вес. %	СтО
SiO ₂	46.82	1.59	43.68	1.85	48.50	1.27	48.30	2.22	48.03	1.18
TiO ₂	1.62	0.38	1.76	0.12	1.38	0.47	1.71	0.40	2.00	0.38
Al ₂ O ₃	13.41	2.33	10.34	1.57	14.70	0.64	12.89	1.14	12.88	0.93
Fe ₂ O ₃	1.34	0.30	1.16	0.20	3.30	0.72	2.84	0.81	3.18	0.99
FeO	9.55	1.27	11.12	0.46	9.50	0.92	11.30	1.79	12.08	1.33
MnO	0.14	0.01	0.18	0.02	0.17	0.03	0.20	0.04	0.21	0.02
MgO	10.95	1.40	13.62	1.11	6.52	1.35	6.63	1.62	5.70	0.89
CaO	5.70	1.87	8.91	2.12	8.38	3.94	8.21	1.82	8.50	0.98
Na ₂ O	3.56	1.09	1.69	0.45	2.98	1.07	2.49	0.75	2.65	0.56
K ₂ O	0.49	0.34	0.41	0.33	0.29	0.15	0.66	0.31	0.62	0.25
H ₂ O	0.18	0.08	0.18	0.03	0.12	0.07	0.14	0.09	0.18	0.09
nnn	5.65	0.82	6.28	1.19	3.83	1.20	4.20	1.74	3.37	0.84
P ₂ O ₅	0.282	0.058	0.294	0.037	0.250	0.086	0.277	0.088	0.313	0.125
Cr ₂ O ₅	0.089	0.059	0.107	0.029	0.017	0.013	0.012	0.012	0.008	0.017
V ₂ O ₅	0.051	0.004	0.054	0.006	0.053	0.003	0.061	0.012	0.068	0.023
CoO	0.008	0.002	0.009	0.001	0.007	0.000	0.007	0.001	0.007	0.001
NiO	0.046	0.027	0.076	0.032	0.012	0.005	0.012	0.007	0.011	0.004
CuO	0.014	0.004	0.022	0.004	0.014	0.004	0.029	0.013	0.038	0.014
ZnO	0.013	0.003	0.013	0.002	0.012	0.003	0.014	0.003	0.016	0.002
n	6		9		6		23		22	

n – количество анализов, СтО – стандартное отклонение. Для суйсарской свиты: базальты 1 – базальты и пикробазальты верхней части свиты; базальты 2 – базальты нижней части свиты.

Таблица 3. Геохимические характеристики магматических пород ОПС по данным РФА

	Суйсарская свита									Заонежская свита					
	базальты 1			базальты 2			долериты			базальты			долериты		
	масс. %	n	СтО	масс. %	n	СтО	масс. %	n	СтО	масс. %	n	СтО	масс. %	n	СтО
Rb ₂ O	0.0014	8	0.0009	0.0013	7	0.0006	0.0014	4	0.0004	0.0019	29	0.0011	0.0027	29	0.0015
Cs ₂ O	0.0305	8	0.0050	0.0380	19	0.0098	0.0362	6	0.0101	0.0282	28	0.0073	0.0296	28	0.0100
S	0.0085	2	0.0017	0.0300	10	0.0168				0.1251	20	0.1355	0.1950	14	0.1924
Cl				0.0054	9	0.0020				0.0366	12	0.0445	0.0373	11	0.0653
I	0.0163	9	0.0028	0.0157	19	0.0024	0.0155	6	0.0045	0.0140	28	0.0031	0.0140	27	0.0028
Ba	0.0588	9	0.0129	0.0675	19	0.0180	0.0638	6	0.0178	0.0710	29	0.0273	0.0610	28	0.0183
Ga	0.0020	9	0.0003	0.0019	19	0.0003	0.0021	7	0.0004	0.0022	30	0.0003	0.0023	31	0.0003
Nb	0.0017	8	0.0006	0.0019	18	0.0008	0.0020	4	0.0007	0.0011	12	0.0006	0.0017	17	0.0010
Sc	0.0020	9	0.0004	0.0017	19	0.0005	0.0020	7	0.0005	0.0022	30	0.0004	0.0024	30	0.0005
Sr	0.0208	9	0.0083	0.0108	19	0.0034	0.0171	7	0.0102	0.0145	30	0.0074	0.0147	31	0.0040
Y	0.0017	9	0.0002	0.0019	19	0.0005	0.0020	7	0.0003	0.0029	30	0.0009	0.0031	31	0.0008
Zr	0.0156	9	0.0040	0.0159	19	0.0028	0.0148	7	0.0076	0.0164	30	0.0055	0.0173	31	0.0044
As										0.0039	6	0.0009			
Te							0.0068	1		0.0074	7	0.0010	0.0073	3	0.0008

n – количество анализов, СтО – стандартное отклонение. Для суйсарской свиты: базальты 1 – базальты и пикробазальты верхней части свиты; базальты 2 – базальты нижней части свиты.

Ниже по разрезу залегают породы ятулийского надгоризонта (рис. 5).

Карбонатная (доломитовая) толща туломозерской свиты (мощностью около 300 м) содержит в своем составе хемогенные и обломочные карбонатные прослои, с проявлениями строматолитовых образований (Медведев, Макарихин, 2010), прослои алевролитов; следы деформаций и гипсовой тектоники (брекчии обрушения, псевдоморфозы карбоната по гипсу). Алевролитовые (аргиллитовые) прослои содержат так же многочисленные псевдоморфозы по галиту (рис. 6 Г, Д). Эти известные факты позволяли предполагать существование в ятулийское время эвапоритовых обстановок (Melezhik et al, 2005), однако реальные, сохранившиеся в «живом» виде толщи сульфатных и галитных пород впервые вскрыты ОПС. Широко распространенные в ятулийских образованиях красноцветы, обусловленные появлением свободного кислорода в атмосфере, слабо проявлены в керне ОПС, так же в нем не удалось зафиксировать магматические продукты ятулийских фаз основного вулканоплутонизма.

Сульфатная (ангидрит – магнезитовая) пачка – улитинская толща, мощностью около 350 м, выделена ниже карбонатной части туломозерской свиты (контакт не вскрыт). Пачка представлена переслаиванием ангидритовых, доломитовых, магнезитовых прослоев с примесью терригенного алевролитового материала. Толща отчетливо слоистая, с многочисленными проявлениями пластичных седиментогенных/диагенетических деформаций, брекчирования (рис. 6 В). Составы некоторых пород толщи приведены в табл. 4.

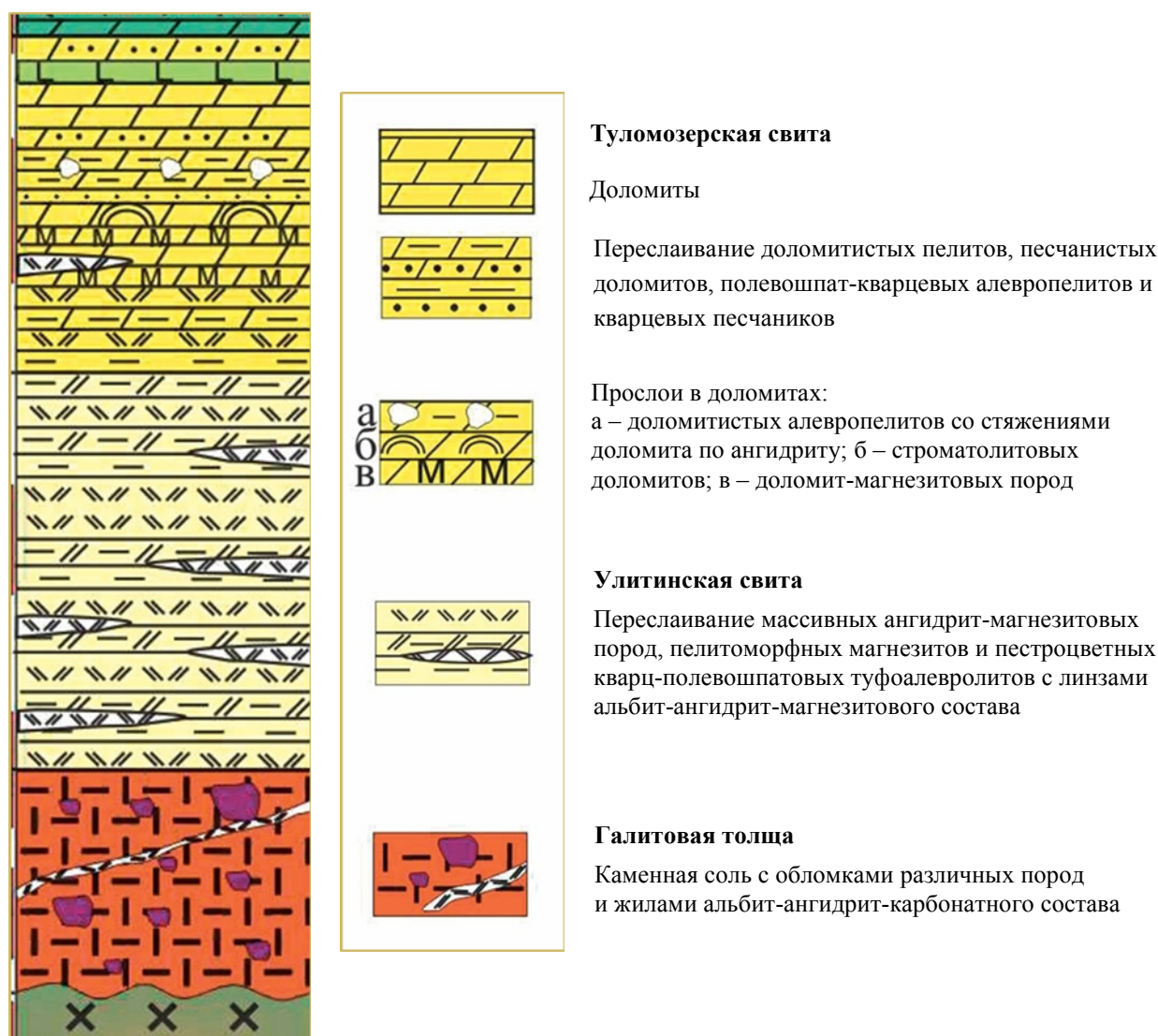


Рис. 5. Структура ятулийского надгоризонта по данным бурения ОПС

Таблица 4. Химический состав ангидрит-магнезитовых пород улитинской толщи, вес.% (Онежская..., 2011)

Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ.	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
1	6,67	<0,1	<0,5	0,2	0,017	25,2	17,6	0,025	0,033	<,05	25,3	74,7
2	36,1	0,68	11,7	6,95	0,057	21,5	0,3	1,72	2,67	<,05	18,3	100
3	3,26	0,02	<0,5	0,24	0,03	48,1	4,4	0,025	0,12	0,22	43,7	100
1	1,77	0,029	<0,5	0,39	0,057	26,6	18,2	0,025	0,15	0,09	26,3	73,6
4	56,2	0,69	16,1	5,62	0,061	5,16	0,97	6,48	4,42	<,05	4,15	99,9
4	52,1	0,56	15,1	4,84	0,051	8,75	1,9	5,34	4,85	<,05	6,14	99,6

Примечание. Разновидности пород: 1 – ангидрит-магнезитовая порода, 2 – пелитоморфный магнезит, 3 – магнезит, 4 – кварц-полевошпатовые алевролиты.

Переход в нижележащую галитовую толщу (мощностью около 200 м) вскрыт, но непосредственный контакт в керне отсутствует. Галитовая толща имеет общий красноватый оттенок (от светлосеро-розоватого до насыщенного красного), слоистость ей не свойственна. Она содержит многочисленные включения (фрагменты) вмещающих пород, обычно сильно измененных. Встречаются и крупные фрагменты мономинерального магнезита. Галит перекристаллизован в крупные (до 1–1,5 см) кристаллы и насыщен мелкими включениями ангидрита и магнезита (рис. 6 А, Б); некоторые составы породы приведены в табл. 5.

Таблица 5. Минеральный и элементный состав каменной соли из галитовой толщи (Горбачев, 2011), с сокращениями

Минеральный состав, %							Элементный состав, %								
Сильвин	Галит	Кварц	Полевой шпат	Ангидрит	Магнезит	Сумма	K	Na	Cl	Ca	Si	Mg	Al	Fe	S
1.09	68.05	1.95	1.12	19.54	8.44	100.19	0.57	26.81	41.85	5.75	1.06	2.43	0.23	0.15	4.60
1.79	70.27	2.17	1.65	12.48	11.39	99.75	0.94	27.70	43.53	3.68	1.24	3.28	0.34	0.10	2.94
0.97	70.75	2.17	1.65	12.53	11.22	99.28	0.51	27.89	43.43	3.69	1.24	3.23	0.34	0.10	2.95
0.94	73.98	2.14	2.48	8.20	11.25	98.99	0.49	29.19	45.38	2.42	1.35	3.24	0.51	0.20	1.93
1.01	70.88	2.65	1.02	11.94	11.84	99.34	0.53	27.92	43.53	3.51	1.37	3.41	0.21	0.13	2.81

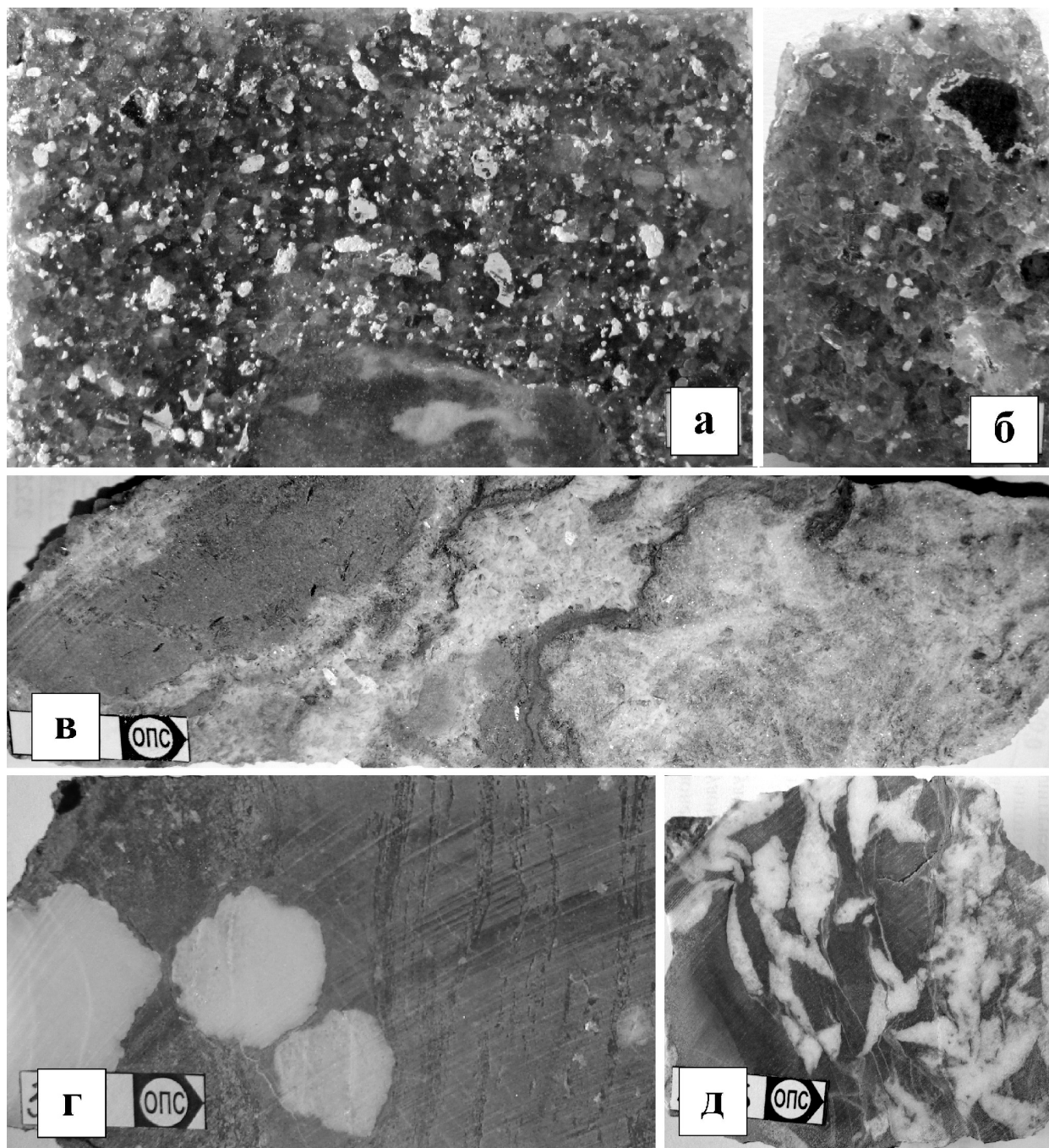


Рис. 6. Характерные текстуры ятулийскогонадгоризонта (фото керна ОПС):

а, б – галитовая толща, крупные включения – фрагменты вмещающих пород, мелкие светлые выделения – кристаллы ангидрита и магнезита; в – улитинская толща; г, д – туломозерская свита, псевдоморфозы доломита по гипсу (светлое).

Галитовая толща по ряду признаков, отмеченных выше, представляет собой образование типа соляного диапира или штока. К сожалению, переход ее в архейский гранитогнейсовый фундамент не охарактеризован керном, не вскрыты терригенные породы нижнего ятулия, кора выветривания по фундаменту, первично-осадочные образования галита. Таким образом, контакт с породами фундамента может быть и чисто тектоническим. Возможно, здесь имело место пластичное течение (выжимание) соли из более глубоких частей осадочного разреза (не вскрытых ОПС) вверх, вдоль выступа пород фундамента. Другим следствием соляного диапиризма является «сседание» галитовым штоком части вышележащего разреза, и, следовательно, отсутствие нормального стратиграфического перехода от галитовых к сульфатным породам.

В целом, карбонат-эвапоритовая толща ятулия отражает определенный цикл осадконакопления в эвапоритовом бассейне (соль – сульфаты – карбонаты) (Голубев и др., 2012). Очевидно, что во вскрытом разрезе отсутствуют породы основания эвапоритового цикла – терригенные осадки и коры выветривания архейского фундамента, слоистые галитсодержащие пачки.

Реально мы видим следующую зональность в разрезе ОПС: на архейском фундаменте непосредственно (?) залегает тело солей, выше нее слоистая ангидрит-магнезитовая пачка, постепенно переходящая в карбонатную (доломитовую), в составе которой отмечены строматолитовые постройки. Далее вверх (контакт ятулия с людиковием) через переходные породы нижней заонежской подсвиты залегает черносланцевая толща, в которой снизу вверх происходит нарастание доли вулканитов в разрезе. Их максимум приходится на суйсарскую свиту; выше ее залегает терригенная кондопожская свита калевия. Таким образом, происходит смена режимов от эвапоритового осадконакопления к карбонатному, затем к более глубоководному формированию углеродсодержащих толщ, сменяющемуся мелководным терригенным осадконакоплением. Очевидно, что мелководные эвапоритовые обстановки подчиняются тектоническому контролю режима бассейна, однако их «наполнение» осадочными образованиями в значительной мере обуславливается глобальными геологическими событиями (Ромашкин, Рычанчик, 2009). В первую очередь это произошло на рубеже ятулия появление свободного кислорода в атмосфере, давшее начало массовому образованию красноцветов. Другим его следствием стало формирования морского резервуара сульфатов, приведшее к накоплению наиболее ранней из известных в истории Земли сульфатной пачки – улитинской толщи.

Литература

- Голубев А.И., Ромашкин А.Е., Рычанчик Д.В. Связь углеродонакопления с основным вулканизмом в палеопротерозое Карелии (ятулийско-людиковийский переход) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск, 2010. С. 73–79.
- Голубев А.И., Ромашкин А.Е., Рычанчик Д.В. Эвапоритовые обстановки раннего протерозоя Карелии: условия формирования галитовой и сульфатной толщ в Онежской структуре // Металлогения древних и современных океанов – 2012. Материалы Восемнадцатой научной молодежной школы. Миасс, 2012. С. 30–36.
- Горбачев В.И., Петров О.В., Тарханов Г.В. и др. Каменные соли в палеопротерозое Онежского прогиба Балтийского щита. // Региональная геология и металлогения. № 45, 2011. С. 90–97.
- Медведев П.В., Макарихин В.В. Строматолитовые постройки в разрезе туломозерской свиты, вскрытом опорными буровыми скважинами в Онежском синклинии. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск, 2010. С. 144–148.
- Морозов А.Ф., Хахаев Б.Н., Петров О.В. и др. Толща каменных солей в разрезе палеопротерозоя Онежского прогиба Карелии // ДАН, 2010, т. 435. С. 230–233.
- Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерализация) // Отв. ред. Глушанин Л.В., Шаров Н.В., Щипцов В.В. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. 431 с.
- Ромашкин А.Е., Рычанчик Д.В. Результаты выполнения первых этапов проекта FAR-DEEP // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск, 2009. С. 125–129.
- Ромашкин А.Е., Лепланд А., Йёусу Л., Рычанчик Д.В., Голубев А.И. Фосфоритовый горизонт высокоуглеродистых пород людиковия Онежской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 15. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2012. С. 62–69.
- Шаров Н.В., Голубев А.И., Клабуков Б.Н., Рычанчик Д.В., Соколов С.Я. Прогнозная геолого-геофизическая модель глубинного строения участка заложения Кондопожской параметрической скважины (Онежская структура) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. С. 177–185.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O’Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. 42. P. 1199–1212.
- Melezhik, V.A., Fallick, A.E., Rychanchik, D.V., Kuznetsov A.B. Palaeoproterozoic evaporites in Fennoscandia: implications for seawater sulphate, $\delta^{13}\text{C}$ excursions and the rise of atmospheric oxygen. // Terra Nova, 17. 2005. P. 141–148.
- Reading the Archive of Earth’s Oxygenation. Volume 3: Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project // Melezhik, V.A., Kump, L.R., Fallick, A.E., Strauss, H. Hanski, E.J., Prave, A.R., Leland, A. (eds.). Series: Frontiers in Earth Sciences. Springer, Heidelberg, 2013. P. 1049–1552.

СОДЕРЖАНИЕ

Экскурсия № 1

А.И. Слабунов, А.В. Степанова, В.С. Куликов, О.С. Сибелев, Н.Е. Король, О.И. Володичев. РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЙ ГРАНУЛИТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И ОСНОВНОЙ МАГМАТИЗМ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА	5
-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	---

Экскурсия № 2

С.А. Светов, А.И. Голубев, А.В. Степанова, В.С. Куликов. ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНО- ПЛУТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ	28
--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

Экскурсия № 3

А.И. Голубев, А.Е. Ромашкин, Д.В. Рычанчик. УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИЕ (ШУНГИТОВЫЕ) ПОРОДЫ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ	55
----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

Экскурсия № 4

А.И. Голубев, А.Е. Ромашкин, Д.В. Рычанчик. ПРОСМОТР КЕРНА ОНЕЖСКОЙ ПАРАМЕТРИЧЕ- СКОЙ СКВАЖИНЫ (ОПС)	85
----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

Научное издание

**ПУТЕВОДИТЕЛЬ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЭКСКУРСИЙ**

**ХII ВСЕРОССИЙСКОГО ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОВЕЩАНИЯ
«ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ
И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД»**

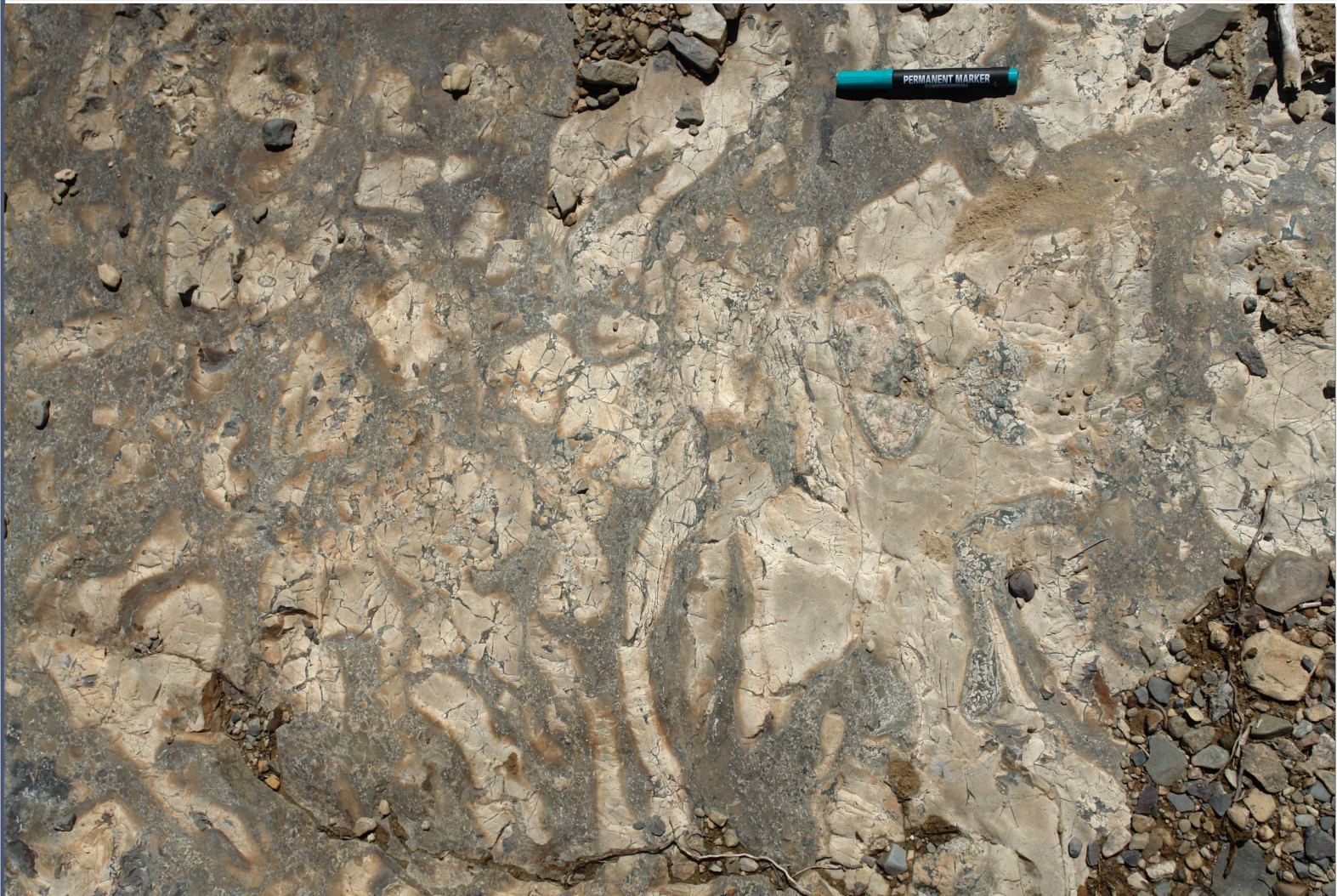
15–20 сентября 2015 года

*Печатается по решению Ученого совета
Института геологии
Карельского научного центра*

Печатается в авторской редакции

Сдано в печать 02.09.2015 г. Формат 60x84¹/₈.
Гарнитура Times. Печать офсетная.
Уч.-изд. л. 8,7. Усл. печ. л. 9,5. Тираж 300.
Заказ № 301

Карельский научный центр РАН
Редакционно-издательский отдел
185003, Петрозаводск, пр. А. Невского, 50



На обложке использованы фотографии породных литотипов вулканогенно-осадочного разреза Суйсарского комплекса Центральной Карелии (С) ИГ КарНЦ РАН 2015